



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS CURSO
DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**TRABALHO DE MAPEAMENTO FINAL
PROJETO MONTE DO CARMO**

SUBÁREA VII

**Caliméria Beatriz Santana Passos do Carmo
Manuela Freire Galvão**

BRASÍLIA/DF

Dezembro/2018

FOLHA DE APROVAÇÃO

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL

PROJETO MONTE DO CARMO

SUBÁREA VII

Autoras: Caliméria Beatriz Santana Passos do Carmo e Manuela Freire Galvão

Monografia submetida ao corpo docente do Curso de Graduação em Geologia, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB, como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Banda Examinadora:

Prof. Dr. Elder Yokoyama - Orientador

Professor da Universidade de Brasília (UnB)

Prof. Dr. Henrique Llacer Roig

Professor da Universidade de Brasília (UnB)

Profa. Dra. Roberta Mary Vidotti

Professora da Universidade de Brasília (UnB)

Brasília-DF, 04 de Dezembro de 2018.

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Caliméria Beatriz Santana Passos do Carmo

Manuela Freire Galvão

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
PROJETO MONTE DO CARMO
SUBÁREA VII

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências como requisito à obtenção do diploma do Curso de Graduação em Geologia.

ORIENTADORES

Elton Luiz Dantas (coordenador)

Adriana Horbe

Elder Yokoyama

Eliza Nunes Peixoto

Federico Alberto Cuadros Jiménez

Jeremie Garnier

Luís Gustavo Ferreira Viegas

Natália Hauser

Nilson Francisquini Botelho

Suzan Waleska Pequeno Rodrigues

BRASÍLIA/DF

2018

AGRADECIMENTOS

“Agradeço primeiramente ao que existe de superior neste mundo e a mim mesma, pelo imenso crescimento ao longo destes cinco longos anos, pelos momentos de desânimo e desalento superados, e também por aqueles de motivação e calma vividos vezes com parcimônia, vezes com deslumbramento. À minha família, em especial minha mãe, pelo apoio incomparável e pelas palavras de sabedoria. À grande amiga Paula Casseiro, pela infindável paciência e ajuda em todos os momentos. Ao grande amigo da vida, por absolutamente todos os momentos compartilhados, de dúvidas, questionamentos, alegrias, memórias, viagens, projetos pessoais e profissionais, dentre inúmeros outros.

Aos professores envolvidos no Projeto Monte do Carmo, em especial ao coordenador Elton Dantas pelo suporte e pérolas para sempre registradas na memória; Federico Cuadros e Nilson Botelho pela disponibilidade. Aos demais professores e professoras do Instituto de Geociências, que de certa forma contribuíram para este momento. Aos integrantes do TF, por tantos momentos e experiências partilhados, os quais tornaram este ano de 2018 mais suportável e mais leve, Japonês, Sput, Paulinha, Gabriel, Natalia, Moizinho, Betim, Mylena, Gabriela Ila, Leandro, Compat, Ana Clara e Mesquita. E agradeço especialmente à minha grupa Cali, sem a qual nada disso teria sido possível, pela compreensão, ensinamentos, madrugadas compartilhadas e 21 dias desafiadores. Obrigada.”

Manuela Freire

“Como a geologia me ensinou, a noção de tempo é relativa. Eu sei que, se eu viver cem anos, meu tempo não será nada comparado ao tempo geológico. No entanto, este ano que passou equivaleu para mim a uma vida de cem anos, que não teria sobrevivido sem a ajuda de pessoas queridas. Dessa forma, gostaria de agradecer primeiramente minha, Bia, pela vida, pelo amor e pela paciência. Às minhas mães, Tereza e Dinda, ao meu pai e a minha família pelo apoio.

Nós somos o tempo e hoje eu sou seis anos de descobertas, aprendizados, amizades e viagens. Pelo o que eu sou hoje, agradeço a todos que iluminaram esse caminho: aos professores que me formaram, à CAPES pela oportunidade de estudar fora e aos colegas que me inspiraram. Ao orientador Elton Dantas, pela paciência e norte quando nos perdemos. Aos professores do Projeto, em especial Gustavo, Nilson, Federico e Elder, pela orientação, e Eliza, pelas conversas geopolíticas.

Agradeço aos amigos do meu semestre, que entraram comigo nessa jornada, e aos amigos do TF que me ajudaram a concluí-la: Moizinho, Vitalissa, Bia, Chris, Lele, Drosa, Rodrigo, Betim, Gabriel, Ana Rita, Nath, Malu e Japa, sem os quais o desafio não teria sido prazeroso. Aos melhores companheiros de campo Sput, Fred, Serjão e Mendes. Aos amigos dos bastidores que não vi com tanta frequência, mas sempre me deram a força que precisei: Mila, Sib, Lipe, Pedro, Nara, Domi, Alê, Lulis e Phaby. Ao Antoine, pelo suporte, conselhos e pela companhia nas viagens de campo, turísticas e da mente. Por fim, agradeço especialmente a minha grupa, pelo companheirismo indispensável.”

Gassho,

Caliméria do Carmo



"As perfídias que me fazem tropeçar, que me desesperam e quase me enlouquecem a cada dia tornam-se ineficazes para mim, se consigo vê-las com clareza. (...) Ter clareza sobre a própria existência, não apenas penetrá-la com o olhar, mas esclarecê-la no mais alto grau a cada dia – eis aí a única possibilidade de se haver com ela. (...) Ouvi tudo, não segui coisa nenhuma. Continuo experimentando ainda hoje: não saber no que vai dar é algo que fascina o solitário que voltei a ser. Há tempos não pergunto mais pelo sentido das palavras, que só fazem tornar tudo mais incompreensível. A vida em si, a existência em si, tudo é lugar-comum."

Thomas Bernhard

RESUMO

O Projeto Monte do Carmo é o produto do Trabalho Final de Graduação em Geologia da Universidade de Brasília. Conta com a participação de 44 alunos divididos em 19 áreas e o apoio de 10 professores. O projeto contém como produto final um mapa geológico na escala de 1:50.000 de uma área de 2444 km² inserida na folha Palmas (SC.22-Z-B), nas proximidades dos municípios de Porto Nacional – TO e Monte do Carmo – TO. A área em estudo abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba e encontra-se inserida na Província Tocantins, entre a porção setentrional da Faixa Brasília e a porção meridional da Faixa Araguaia. O presente relatório contempla os resultados referentes à área VII, na qual foram mapeadas as seguintes unidades litoestratigráficas: Formação Morro do Aquiles (FMA), Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada e Plutônicas Sin- a Tardi-Tectônicas. O embasamento é representado na subárea pela FMA, uma sequência vulcanossedimentar metamorfizada em fácies anfibolito alto. Durante o evento que deformou a FMA foram geradas as Plutônicas Sin- a Tardi Tectônicas. A Unidade Indiferenciada é uma sequência metavulcanossedimentar deformada em condições de anquimetamorfismo, cuja classificação é controversa na literatura e este projeto não pôde solucionar.

Palavra-Chave: Mapeamento geológico, Formação Morro do Aquiles, Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, Plutônicas Sin- a Tardi-Tectônicas.

ABSTRACT

The Monte do Carmo Project located in south of Tocantins State is the undergraduate thesis in geology at University of Brasilia. The Project contains as the final product a geological map in scale 1: 50 000, on an area of 2444 km² between Porto Nacional and Monte do Carmo - TO. The study area is covered by the Parnaíba Basin in its southwest edge, where the basement of Araguaia belt is exposed. This report is related to the final results of the Area VII, center of the project, in which the following lithostratigraphic units were mapped: Morro do Aquiles Formation, Plutonics Syn- to Late-tectonics and Undifferentiated Metavulcanosedimentary Unity. The embasement is represented in the area by the Morro do Aquiles formation, a metavulcanosedimentary sequence in amphibolite facies. During the event that deformed the Morro do Aquiles Formation, the Plutonics Syn- to Late Tectonics were emplaced. The Undifferentiated Unity is a vulcanosedimentary sequence in anchizone metamorphic facies that has a controversial classification in literature, that unfortunately this project wasn't able to solve.

Keyword: Geological mapping, Morro do Aquiles Formation, Undifferentiated Metavulcanosedimentary Unity, Plutonics Syn- to Late Tectonics.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AGHT – Amplitude do Gradiente Horizontal Total

ANP – Agência Nacional do Petróleo.

ASA 3D – Amplitude do Sinal Analítico 3D

CGPN – Complexo Granulítico Porto Nacional

CMA – Campo magnético anômalo

CMT – Campo magnético total

CPRM – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais

DNPM – Departamento de Produção Mineral

DRX – Difractometria de raios-x

Dx – Derivada Horizontal em X

Dy – Derivada Horizontal em Y

Dz – Derivada Vertical em Z

eTh – Equivalente de Tório

eU – Equivalente de Urânio

Fm. – Formação

FMA – Formação Morro do Aquiles

GHT – Gradiente Horizontal Total

GMC – Granito Monte do Carmo

GPS – *Global Positioning System*

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IGD – Instituto de Geociências

Km – Quilômetro

LANDSAT – *Land Remote Sensing Satellite*

LTB – Lineamento Transbrasiliano

M – Metro

MDE – Modelo Digital de Elevação

MeV – Microsonda Eletrônica

MG – Maciço de Goiás

MW – Mega Watts

NASA – *National Aeronautics and Space Administration*

NDWI – *Normalized Difference Water Index*

OLI – *Operational Land Imagery*

PMC – Projeto Monte do Carmo

PRNW – Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba

RADAM – Projeto Radar da Amazônia

RGB – *Red-Green-Blue*

SCC – Suíte Carreira Comprida

SEPLAN – Secretária de Planejamento

SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*

TDM – Idade Modelo do Manto Empobrecido

TF – Trabalho Final

TIRS – *Thermal Infrared Sensor*

TTG – Thronjemitó-Tonalito-Granodiorito

UFPA – Universidade Federal do Pará

UnB – Universidade de Brasília

USGS – *United States Geological Survey*

UTM – Universal Transversa de Mercator

V_p – Velocidade da onda P

V_s – Velocidade da onda S

ZCA – Zona de Cisalhamento Areias

ZCC – Zona de Cisalhamento Conceição

ZCM – Zona de Cisalhamento Malhadinha

ZCMC – Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo

ZCPN – Zona de Cisalhamento Porto Nacional

ZCP – Zona de Cisalhamento Primavera

ZCRC – Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo

ZCST – Zona de Cisalhamento Santa Teresinha

ϵ Nd – Epsilon Neodímio

Minerais:

Act – Actinolita

Ilm – Ilmenita

An – Anortita

Kfs – Feldspato Potássico

Anf – Anfibólio

Ms – Muscovita

Bt – Biotita

Mt – Magnetita

Chl – Clorita

Op – Opacos

Ep – Epidoto

Pl – Plagioclásio

Grt – Granada

Qtz – Quartzo

Hbl – Hornblenda

Ts – Tschermakita

Lista de Figuras

Figura 1.2.1: Mapa de localização do Projeto Monte do Carmo, no estado do Tocantins. Destaque para a subárea VII.	2
Figura 1.3.1: Mapa geomorfológico da área do Projeto Monte do Carmo, com destaque para a subárea VII.....	4
Figura 1.3.2: Mapa pedológico da área do Projeto Monte do Carmo, com destaque para a subárea VII.	5
Figura 2.1.1: Imagens aéreas da subárea VII utilizadas na etapa de fotointerpretação.	7
Figura 2.1.2: Influência dos processos geomorfológicos na emissão de radiação gama (extraído de Ferreira <i>et al.</i> , 2016).....	11
Figura 2.2.1: Mapa Fotolitológico da subárea VII. Legenda: Traços em azul – redes de drenagem; traços em amarelo – lineações do relevo, em série e em feixe; traços pontilhados em vermelho – quebras positivas do relevo.	13
Figura 2.2.2: Resposta espectral de diferentes materiais e comprimentos de onda das bandas Landsat Oli.	15
Figura 2.2.3: Fluxograma do processamento do Campo Magnético Total (CMT). CMA = Campo Magnético Anômalo; RTP = Redução ao Polo; dx = derivada em x; dy= derivada em y; dz = derivada em z; ASA = Amplitude do Sinal Analítico; AGHT = Amplitude do Gradiente Horizontal Total; Inclinação do Sinal Analítico.....	16
Figura 2.2.4: Processamento dos dados gamaespectrométricos.....	17
Figura 3.2.1: Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo.	23
Figura 3.2.2: Mapa de Idades TDM do Projeto Monte do Carmo.	34
Figura 4.2.1: Mapa dos lineamentos estruturais interpretados na área do Projeto Monte do Carmo. As linhas azuis delimitam os 5 domínios, nomeados por algarismos romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam possíveis diques. À esquerda da imagem podem ser observadas as rosetas mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio.....	42
Figura 4.2.2: Mapa de domínios magnéticos SA3D para a área do Projeto Monte do Carmo.....	43
Figura 5.1.1: Mapa geológico da subárea VII e perfis esquemáticos, incluindo as seguintes unidades: Formação Morro do Aquiles, Granitos Peraluminosos sin- a tardi-tectônicos e Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. Os contatos entre as unidades são tectônicos e seguem trend NE/SW.	52
Figura 5.1.2: Mapa geológico simplificado interpretado da subárea VII com a Formação Morro do Aquiles destacada em azul. Os dois principais produtos da geofísica utilizados ao longo do projeto, composição ternária RGB da gamaespectrometria e a primeira derivada vertical (1DV) da magnetometria.	53
Figura 5.1.3: Afloramentos típicos da Formação Morro do Aquiles.....	54
Figura 5.1.4: Amostras macroscópicas do muscovita xisto. Amostras: A – TF18_VII_65. B – TF18_VII_46.....	55
Figura 5.1.5: Fotomicrografias de turmalina-muscovita xisto, apresentando cristais de turmalina, muscovita e quartzo orientados. A e C – Nicóis paralelos. B e D – Nicóis Cruzados. Aumento de 4,0x. Amostra TF18_VII_72.....	56

Figura 5.1.6: Grafita xisto localizado no extremo sul da subárea VII, próximo ao Córrego do Manduca, no ponto 142. A – Afloramento de xisto grafitoso. B – Amostra macroscópica de xisto grafitoso. Ponto TF18_VII_142.....	57
Figura 5.1.7: Afloramento de gnaiss paraderivado em drenagem seca, no extremo norte da subárea VII. Amostra TF18_VII_77. B – Afloramento próximo ao ponto anterior, de paragnaisse. Ponto TF18_VII_76. C – Afloramento de paragnaisse na porção noroeste da subárea, extremamente alterado. Amostra TF18_VII_85.	58
Figura 5.1.8: Fotomicrografias de paragnaisse da porção norte da subárea VII, apresentando porfiroblasto de granada com inclusões de quartzo, imerso em matriz quartzo-feldspática, e arqueando a foliação definida por lamelas de muscovita orientadas. A – Note a textura granoblástica definida pelos porfiroblastos de granada. Nicóis paralelos. B – Nicóis cruzados. C – Note a textura lepidoblástica definida pela orientação das lamelas de muscovita. Nicóis paralelos. D – Nicóis Cruzados. Amostra TF18_VII_85. Aumento de 2,5x.	59
Figura 5.1.9: A - Afloramento comum das unidades de gnaiss ortoderivado. Vegetação rasteira e relevo suave ondulado com ocorrências de morrotes. B – Amostra de mão de paragnaisse, com pseudomorfos de granada na superfície de alteração da rocha. Localizado na porção sudeste da subárea. TF18_VII_52.....	60
Figura 5.1.10: Fotomicrografias da amostra TF18_VII_52. A – Porção melanocrática composta por cristais médios de hornblenda, subédrica, além de granada com granulação média e quartzo subédrico a anédrico com granulação fina. Nicóis paralelos. B – Note a textura poiquiloblástica definida por cristais de quartzo inclusos nos cristais de granada. Nicóis cruzados. C – Porção leucocrática, composta por cristais médios a grossos de granada, subédrica e bordejada por cristais de biotita alongada. Note a ausência de cristais de hornblenda. Aumento de 2,5x.	61
Figura 5.1.11: Mapa geológico simplificado interpretado da subárea VII com a unidade dos Granitos Sin- a Tardi-tectônicos destacada em rosa, e os dois principais produtos da geofísica utilizados ao longo do projeto, RGB da gamaespectrometria e a primeira derivada vertical (1DV) da magnetometria.	62
Figura 5.1.12: Granito Torre pertencente à unidade de Plutônicas sin- a tardi-tectônicas. A – Afloramento em lajedos métricos. B – Amostra macroscópica do Granito Torre, pouco foliada. Ponto TF18_VII_66b.....	63
Figura 5.1.13: Fotomicrografias do Granito Torre. Aumento de 2,5x. A – Nicóis paralelos. B – Note cristais de muscovita médios relativamente orientados, formando foliação incipiente. Nicóis cruzados. Amostra TF18_VII_66b.	64
Figura 5.1.14: Granito Santana pertencente à unidade de Plutônicas sin- a tardi-tectônicas. A – Afloramento típico do Granito Santana, em drenagem seca. B – Amostra macroscópica, onde observam-se feições de início de milonitização, com domínios félsicos possivelmente recrystalizados. Amostra TF18_VI_159.....	65
Figura 5.1.15: Fotomicrografias do Granito Santana. Aumento de 2,5x. A – Nicóis paralelos. B – Note os domínios anastomosados de granulação fina e composição máfica, em contato com os domínios de granulação média a grossa de composição félsicas, com cristais subedrais de quartzo e microclínio compondo textura equigranular. Nicóis cruzados. Amostra TF18_VII_159.	65
Figura 5.1.16: A – Imagem da subárea VII sob perspectiva de SW para NE, a fim de representar os contatos geológicos entre as unidades. FMA: Formação Morro do Aquiles; UMI: Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada; Corpos graníticos Torre, Santana e Manduca. B – Bloco diagrama esquemático, com o Norte indicado.	67

Figura 5.1.17: Fácies Bt Granito do Granito Manduca, com granulação média. A – Afloramento em lajedo do corpo granítico. B – Amostra macroscópica da fácies Bt granito, com granulação média, relativamente equigranular, cujos cristais medem entre 1 e 2mm. Amostra TF18_VII_101.	68
Figura 5.1.18: Fotomicrografias do Granito Manduca Leste. Aumento de 2,5x. A – Nicóis paralelos. B – Note os cristais subédricos de microclínio e de quartzo, alguns apresentando extinção ondulante. Nicóis cruzados. Amostra TF18_VII_101.	68
Figura 5.1.19: Fácies granodiorítica e com granulação fina do Granito Manduca. A – Afloramento de bloco métrico <i>in situ</i> . Martelo aponta para norte. B – Amostra macroscópica, onde pode-se observar a granulação fina da fácies. Ponto TF18_VII_146.	69
Figura 5.1.20: Fotomicrografias da fácies granodiorítica do Granito Manduca, a oeste da fácies anterior. Aumento de 5,0x. A – Nicóis paralelos. B – Textura equigranular composta por microclínio, quartzo anedral e lemelas de biotita adiablasticas. Nicóis cruzados. Amostra TF18_VII_146.	69
Figura 5.1.21: Mapa geológico simplificado interpretado da subárea VII com a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada destacada em amarelo e marrom, e os dois principais produtos da geofísica utilizados ao longo do projeto, RGB da gamaespectrometria e a primeira derivada vertical (1DV) da magnetometria.	70
Figura 5.1.22: Afloramento de quartzito. A – Blocos métricos de quartzito, na base da Serra Manoel do Carmo, extremo leste da subárea VII. B – Amostra macroscópica de quartzito puro. Ponto TF18_VII_107.	72
Figura 5.1.23: Fotomicrografias de quartzito puro, localizado na Serra Manoel do Carmo. A – Nicóis cruzados. Note a textura predominantemente inequigranular. Aumento 2,5x. B – Em maior aumento note contatos irregulares entre os cristais de quartzo, e fraca extinção ondulante. Nicóis cruzados. Aumento 5,0x. Amostra TF18_VIII_27.	72
Figura 5.1.24: Estruturas sedimentares primárias em quartzitos. A – Marca ondulada simétrica. Ponto TF18_VII_17. B – Estratificação cruzada acanalada em quartzito, localizada na porção leste da Serra Manoel do Carmo. Ponto TF18_VIII_54.	73
Figura 5.1.25: Ocorrências de metaconglomerados na Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. A – Afloramento em detalhe de metaconglomerado clasto-suportado. B – Amostra de mão de metaconglomerado clasto-suportado. Ponto TF18_VII_128.	73
Figura 5.1.26: Litotipo filito, localizado na porção centro-oeste da subárea VII. A – Afloramento de filito já alterado, com foliação bem marcada. Martelo indica o norte. Ponto TF18_VII_157. B – Amostra macroscópica de filito com coloração clara em tons de lilás. Amostra TF18_VII_61.	74
Figura 5.1.27: Difrátograma obtido através de análise de raio-x em amostra de Filito desta unidade. Amostra TF18_XII_149.	75
Figura 5.1.28: Fotomicrografias de filito. Note os agregados monominerálicos compostos por grãos de quartzo com granulação fina, imersos em matriz de granulação muito fina poliminerálica. Amostra TF18_VII_61. A – Nicóis paralelos. B – Nicóis cruzados. Aumento 2,5x.	75
Figura 5.1.29: Metassiltito localizado na porção centro-oeste da subárea VII. A – Afloramento de metassiltito em drenagem seca associada a vegetação com mata densa. Ponto TF18_VII_39. B – Afloramento em detalhe de metassiltito. Ponto TF18_VII_39.	76
Figura 5.1.30: Fotomicrografias de metassiltito. A – Nicóis paralelos. B – Nicóis cruzados. Aumento 2,5x. Amostra TF18_VII_39a.	76
Figura 5.1.31: Conglomerado matriz-suportado da Formação Jaicós. Ponto TF18_VII_81. A – Afloramento de conglomerado matriz-suportado. B – Amostra macroscópica, com seixos de quartzo centimétricos e sub-angulosos.	77

Figura 5.1.32: Arenito ferruginoso da Formação Pimenteiras. A – Afloramento de arenito ferruginoso. B – Amostra macroscópica de arenito ferruginoso. Amostra TF18_VII_1A.....	78
Figura 5.1.33: Afloramento de dique máfico em lajedos métricos localizados em regiões de cerrado campo aberto, com vegetação herbácea. Ponto TF18_VII_171. B – Amostra macroscópica de dique máfico com granulação fina a média e textura granular. Amostra TF18_VII_130.	79
Figura 5.1.34: Fotomicrografias do dique máfico. A – Nicóis paralelos. B – Note a textura sub-ofítica nas micrografias, com os cristais de piroxênio parcialmente inclusos em cristais de plagioclásio extremamente alterados. Nicóis cruzados. Amostra TF18_VII_130. Aumento de 2,5x.	79
Figura 5.1.35: Fotomicrografias de dique máfico. A e C – Nicóis paralelos. B e D – Nicóis cruzados. Note a textura ígnea da rocha, com cristais euédricos de plagioclásio e piroxênio, compondo textura sub-ofítica na rocha. Aumento de 2,5x.	80
Figura 5.1.36: Ocorrências de lateritos na subárea VII. A – Afloramento de laterito, <i>in situ</i> . B – Amostra macroscópica de laterito com textura vermiforme. Amostra TF18_VII_1b.....	81
Figura 5.1.37: Diagramas de classificação de rochas plutônicas ácidas P-Q (Debon and Le Fort). A – Amostras da subárea VII plotadas - granito torre (TF18_VII_146) e granito manduca (TF18_VII_66b). B – Amostras plotadas dos granitos da subárea VII (vinho), II (verde claro), VIII (verde escuro) e XII (lilás). gd: granodiorito; ad: adamelito; gr: granito.....	83
Figura 5.1.38: Diagrama de alumina-saturação A/CNK – A/NK (Shand 1943) para as rochas graníticas da subárea VII. As amostras 146 e 66 foram classificadas como granitos de caráter peraluminoso segundo o diagrama.....	84
Figura 5.1.39: Diagrama trielementar dos componentes SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -Fe ₂ O ₃ com 12 amostras do Projeto Monte do Carmo plotadas.	85
Figura 5.2.1: Mapa de domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.....	87
Figura 5.2.2: Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.....	91
Figura 5.3.1: Produtos geofísicos utilizados na delimitação de estruturas macroscópicas da subárea VII. A – Primeira Derivada Vertical (1DV). B – Gradiente Horizontal Total (GHT). C – TILT. D – Mapa com estruturas preliminares. Traços verdes: diques de diabásio; Traços pretos grossos: lineamentos primeira ordem; Traços pretos finos: lineamentos segunda ordem.	92
Figura 5.3.2: Mapa geológico interpretado da subárea VII, com as unidades litoestratigráficas representadas, medidas de foliação regional Sn e perfis geológicos AA' e BB'.....	93
Figura 5.3.3: Mapa de domínios estruturais da subárea VII, com os estereogramas de foliação regional Sn representativos do domínio II à esquerda, norte e sul; e do domínio III à direita.....	94
Figura 5.3.4: Bandamento gnáissico. A – Afloramento <i>in situ</i> de paragneisse, com bandamento ainda preservado. B – Bandamento gnáissico traçado em amarelo, sub-paralelo à foliação regional (Ponto TF18_VII_77). C – Afloramento <i>in situ</i> de gnaiss bandado, muito intemperizado. D – Bandamento gnáissico traçado em linhas pontilhadas pretas. Ponto TF18_VII_85.....	96
Figura 5.3.5: Amostra de mão de muscovita xisto com xistosidade incipiente traçada na imagem B e destacada na imagem C. Medida da foliação retirada <i>in situ</i> 312°/55° (Ponto TF18_VII_46). Esta amostra representa rara ocorrência do litotipo relativamente fresco.....	97
Figura 5.3.6: A – Afloramento em lajedos de filito da Unidade Metavulcanossedimentar Formação Morro do Aquiles. B – Afloramento de filito em detalhe, com a foliação bem marcada, subparalela às estruturas regionais, de direção NE-SW. Martelo indica o Norte.....	98
Figura 5.3.7: Metassiltito. Ponto TF18_VII_38. A – Afloramento de metassiltito da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. B – Esquema com traços em preto da foliação.	98

- Figura 5.3.8:** Amostras mesoscópicas de milonitos da porção sudoeste da subárea. A – Foliação milonítica no granito santana. (Ponto TF18_VII_165). B – Amostra de mão do mesmo granito milonitizado. (Ponto TF18_VII_154). Note em ambas as figuras os domínios félsicos recristalizados e os domínios máficos, por vezes bordejando os primeiros..... 99
- Figura 5.3.9:** Dobras em escala de afloramento. A – Exemplo de dobra observada em muscovita xisto, no ponto 174 (Ponto TF18_VII_174). B – Dobra antiforme em muscovita xisto com as atitudes dos flancos e do eixo indicadas na figura. (Ponto TF18_VII_66). C – Estereograma da dobra da figura anterior com polos dos planos e grandes círculos para os flancos e contornos para o eixo da mesma. 101
- Figura 5.3.10:** A – Afloramento da imagem B em detalhe, com estrias marcadas por cristais de muscovita. B – Afloramento de quartzito em morrote localizado na porção sul da subárea, com martelo indicando o norte. Ponto TF18_VII_151..... 102
- Figura 5.3.11:** Lineação de estiramento em muscovita xisto. Ponto TF18_VII_175. A – Afloramento no topo do morrote onde foi medida a lineação de estiramento representada na figura B. B – Estereograma com grandes círculos para os planos de foliação regional e polos das lineações (n=4). 103
- Figura 5.3.12:** Afloramento com destaque para as fraturas. A – Roseta de fraturas com as medidas coletadas no domínio oeste da subárea (n=41). Direções principais observadas NE e NW. B – Afloramento *in situ* de filito com a foliação regional S_n traçada em branco, medindo $155^\circ/45^\circ$, e pares conjugados de fraturas em amarelo (Ponto TF18_VII_30). 104
- Figura 5.3.13:** Metassilito fraturado. A – Afloramento de metassilito em drenagem seca. B – Desenho esquemático com as fraturas traçadas em amarelo. Ponto TF18_VII_38. 104
- Figura 5.3.14:** Veios de quartzo na subárea VII. A – Afloramento de muscovita xisto interceptado por veio de quartzo de espessura centimétrica. Lapiseira como escala. Ponto TF18_VII_65. B – Amostra de mão retirada de veio de quartzo, com crescimento expressivo dos cristais de quartzo, muito bem formados. Ponto TF18_VII_48. 105
- Figura 5.3.15:** Afloramentos *in situ* de veio de hematita. A – Veio de hematita centimétrico interceptado por vênulo de quartzo. B – Veio de hematita *in situ*. Martelo para o norte. Ponto TF18_VII_95..... 106
- Figura 5.3.16:** Fotomicrografias de Grt-Ms xisto. Amostra TF18_VII_183. A – Nicóis paralelos. B – Nicóis cruzados. Notar cristal de turmalina (Tur) “impresso” sobre a foliação formada pelas lamelas de muscovita (Ms). C – Nicóis paralelos. D – Nicóis cruzados. Observa-se cristal de granada (Grt) arqueando a foliação composta por lamelas de muscovita. 107
- Figura 5.3.17:** Fotomicrografias do Granito Santana milonitizado. Nicóis cruzados. A – Estrutura manto-núcleo, caracterizada por neoblastos de quartzo com tamanho de grão inferior a $500\mu m$. B – Feição de alteração dos filossilicatos da rocha, possivelmente em fase de resfriamento. Feldspato com extinção ondulante na porção inferior da fotomicrografia. C – Domínio bifásico na porção inferior da fotomicrografia, composto por quartzo e feldspato. A, B, C: Amostra TF18_VII_159. D – Agregado de quartzo com tamanho de grão reduzido, medindo menos de $50\mu m$. Amostra TF18_VII_154. Aumento 2,5x..... 108
- Figura 5.4.1:** Bt-Anf-Grt gnaiss em fácies anfibolito. A – Fotomicrografia com a paragênese indicativa de fácies anfibolito. Nicóis cruzados. Aumento de 2,5x. B – Diagrama composicional ACF, com o trio compatível Anf + Grt + Bt marcado em vermelho. Amostra TF18_VII_52. 109
- Figura 5.4.2:** Diagrama de classificação para os anfibólios da amostra 52 (TF18_VII_52). 110

Figura 5.4.3: Grt-Ms-Bt gnaiss em fácies anfibolito. A – Fotomicrografia com a paragênese observada em lâmina delgada. Nicóis paralelos. B – Diagrama composicional AFM, com a tie-line entre granada e biotita marcada em vermelho. Amostra TF18_VII_77A.	111
Figura 5.4.4: Gráfico de assembléias estáveis para rochas metapelíticas com sistema químico do tipo KFMASH (K ₂ O–FeO–MgO–Al ₂ O ₃ –SiO ₂ –H ₂ O). Fonte: Bucher & Grapes (Springer, 2011).....	112
Figura 5.4.5: Afloramentos em drenagem seca de paragnaisse com indícios de início de fusão parcial. Ponto TF18_VII_73. A – Afloramento de paragnaisse migmatizado, pode-se observar segregação de composição mais félsica, que pode representar a parte fundida da rocha. B, C e D – Amostras de paragnaisse em detalhe, com porções de composição máfica, que pode representar os minerais que não foram fundidos da rocha original, compondo paleossoma; e porções mais félsicas, representando a parte fundida, caracterizada como neossoma.....	113
Figura 6.1.1: Ouro livre encontrado em veio de quartzo no limite entre a subárea II e VII, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.....	116
Figura 6.2.1: Mapa de ocorrências minerais da subárea VII. Em vermelho estão representados os potenciais econômicos da subárea; em preto estão as ocorrências minerais de maior destaque. . Erro! Indicador não definido.	
Figura 6.2.2: Evidências de ocorrência de ouro na subárea VII. A – Estruturas deixadas por bandeirantes. Ponto TF18_VII_12. B – Garimpo de ouro desativado. Ponto TF18_VII_66.	120
Figura 6.2.3: Ocorrência de mineralização aurífera na subárea VII. A – Afloramento de paragnaisse interceptado por veio de quartzo hospedeiro de mineralização aurífera, em garimpo desativado. Ponto TF18_VII_66. B – Detalhe de veio de quartzo mineralizado. Ponto TF18_VII_55.	121
Figura 6.2.4: Potencial econômico para laterito na subárea VII. A – Afloramento de laterito em blocos. B – Amostra de mão de laterito, com estrutura vermiforme. Ponto TF18_VII_1b.	122
Figura 6.2.5: Resultados da análise EDS de microsonda para grafita. A – Imagem de elétrons retro-espalhados.. B – Espectro EDS, com o pico do carbono representado.....	123
Figura 6.2.6: Afloramentos com ocorrência de muscovita. A – Cristais centimétricos de muscovita dispersos na superfície, provavelmente oriundos de veio de quartzo hidrotermalizado. Ponto TF18_VII_100. B – Afloramento de Ms-Bt-Grt gnaiss com detalhe para lamelas centimétricas de muscovita e turmalina.....	123
Figura 6.2.7: Contexto do veio pegmatítico rico em feldspato. Amostra TF18_VII_55. A – Afloramento de litotipo muito intemperizado da Formação Morro do Aquiles. B – Amostra macroscópica do veio pegmatítico. C – Rocha hospedeira do veio, extremamente intemperizada.	124
Figura 6.2.8: Resultados da análise EDS de microsonda para monazita. Amostra TF18_VII_85. A – Imagem de elétrons retro-espalhados. B –Espectro EDS com os picos de fósforo (P), cério e lantânio (Ce, La) da monazita.	125
Figura 6.2.9: Resultados da análise EDS de microsonda para apatita. Amostra TF18_VII_66b. A – Imagem de elétrons retro-espalhados. B – Espectro EDS, com os picos de fósforo (P) e cálcio (Ca) na apatita.	126
Figura 7.1.1: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I.....	128
Figura 7.1.2: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II.....	129
Figura 7.1.3: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do contexto do Projeto Monte do Carmo.....	131
Figura 8.2.1: Comparação entre os mapas produzidos por Gorayeb (1996), CPRM (2017) e Projeto Monte do Carmo (2018).....	139

Lista de Tabelas

Tabela 2.1.1: Códigos das imagens utilizadas e data de aquisição.....	8
Tabela 2.1.2: Código das imagens utilizadas e datas de aquisição.	9
Tabela 2.1.3: Sensores com respectivas resoluções espaciais, bandas e sensibilidades.....	9
Tabela 2.2.1: Descrição das Zonas Fotolitológicas.	14
Tabela 2.2.2: Etapas de determinação mineralógica por difratometria de raio-x.	18
Tabela 2.2.3: Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis.	19
Tabela 2.2.4: Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.	20
Tabela 4.2.1: Características dos principais domínios com base na assinatura magnéticas.	45
Tabela 4.2.2: Análise dos domínios gamaespectrométricos.	48
Tabela 5.1.1: Resultado parcial das análises de elementos maiores em rocha total para as amostras plotadas nos diagramas das figuras 5.1.37 e 5.1.38. Nesta tabela estão representados apenas os elementos mais relevantes para caracterização dos corpos graníticos em questão. As análises completas estão contidas no Anexo V.	83
Tabela 5.1.2: Compilação dos resultados obtidos a partir da plotagem das análises no diagrama acima.	85

Anexos

Anexo I Mapa Geológico Final

Anexo II Mapa Geológico Subárea VII

Anexo III Mapa de Pontos

Anexo IV Fichas Petrográficas

Anexo V Tabela de pontos, geoquímica e microsonda

Sumário

1	Introdução	1
1.1	Objetivos	1
1.2	Localização e Vias de acesso	1
1.3	Aspectos Fisiográficos	3
1.3.1	Geomorfologia	3
1.3.2	Solos e Vegetação	4
1.3.3	Clima.....	5
1.3.4	Hidrografia.....	6
2	Materiais e Métodos	7
2.1	Materiais	7
2.1.1	Sensoriamento Remoto.....	7
2.1.2	Aerogeofísica.....	10
2.2	Metodologia	11
2.2.1	Etapas	11
2.2.2	Sensoriamento Remoto e Fotogeologia.....	12
2.2.3	Aerogeofísica.....	16
2.2.4	Mineralogia e Geoquímica	18
3	Geologia Regional.....	21
3.1	Introdução	21
3.2	Contexto Tectônico e Estratigráfico	22
3.2.1	Litoestratigrafia e Geocronologia.....	24
4	Geologia do Projeto Monte do Carmo	35
4.1	Unidades Litoestratigráficas.....	35
4.1.1	Complexo Porto Nacional (PP2ypn)	35
4.1.2	Formação Morro do Aquiles (PP2ma)	36
4.1.3	Plutônicas Sin- a Tardi-tectônicas (PP2γ(pst)).....	36
4.1.4	Suíte Vulcânica Santa Rosa (PP3γi (v))	36
4.1.5	Suíte Ipueiras (PP3γi(p))	36
4.1.6	Suíte Aliança (NP3γα)	37
4.1.7	Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada (Xpi)	37
4.1.8	Intrusões Máficas-Ultramáficas	37
4.1.9	Formação Monte do Carmo	38

Projeto Monte do Carmo – Subárea VII

4.1.10	Suíte Lajeado (NP3y2mt).....	38
4.1.11	Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida	38
4.1.12	Grupos Serra Grande e Canindé.....	38
4.1.13	Diques e Soleiras	39
4.1.14	Depósitos Lateríticos (Nqdl)	39
4.1.15	Depósitos Aluvionares (Q2a).....	39
4.2	Arcabouço Geofísico	40
4.2.1	Aeromagnetometria.....	40
4.2.2	Gamaespectrometria	46
5	Geologia Local	52
5.1	Unidades Litoestratigráficas.....	52
5.1.1	Formação Morro do Aquiles.....	53
5.1.2	Granitos Sin- a Tardi-tectônicos	62
5.1.3	Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada.....	70
5.1.4	Bacia do Parnaíba	77
5.1.5	Diques Máficos	78
5.1.6	Lateritos.....	81
5.1.7	Litogeoquímica	82
5.2	Contexto Estrutural do Projeto Monte do Carmo.....	86
5.2.1	Quadro Estrutural Regional	86
5.3	Geologia Estrutural Local	92
5.3.1	Elementos de trama dúctil	95
5.3.2	Elementos de trama rúptil	103
5.3.3	Análise microestrutural.....	106
5.4	Metamorfismo	109
5.4.1	Unidade Metavulcanossedimentar Morro do Aquiles.....	109
5.4.2	Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada.....	113
6	Recursos Minerais	115
6.1	Recursos Minerais do Projeto Monte do Carmo.....	115
6.1.1	Ocorrências Minerais	115
6.1.2	Minerais e Rochas Industriais.....	117
6.2	Recursos Minerais Locais	119
6.2.1	Potenciais metálicos – Ouro.....	120
6.2.2	Laterito	121

Projeto Monte do Carmo – Subárea VII

6.2.3	Ocorrências de Minerais e Rochas Industriais	122
6.2.4	Fertilizantes – Fosfato	125
7	Evolução Geotectônica.....	127
7.1	Estágios.....	127
8	Discussões e Conclusões	135
8.1	Contexto Regional	135
8.2	Subárea VII	138

1 Introdução

O presente relatório é referente ao Trabalho de Mapeamento Geológico Final do curso de Geologia, desenvolvido durante o ano de 2018, oferecido e apoiado pelo Instituto de Geociências (IGD) da Universidade de Brasília, denominado Projeto Monte do Carmo, do qual participaram quarenta e quatro alunos de graduação.

A área de estudo está situada na folha de Porto Nacional (SC-22-Z-B). De todas as unidades federativas do Brasil, o Tocantins é um dos estados com menor quantidade de informações geológicas devido a aspectos como clima, escassez de afloramentos e falta de infraestrutura.

1.1 Objetivos

O objetivo principal do projeto é a produção de um mapa geológico final na escala de 1:50.000 da área na qual estão inseridos os municípios de Porto Nacional e Monte do Carmo, a qual apresenta um total de 2.395 km², e foi dividida em dezenove subáreas, sendo o presente relatório correspondente a subárea VII, de aproximadamente 80km².

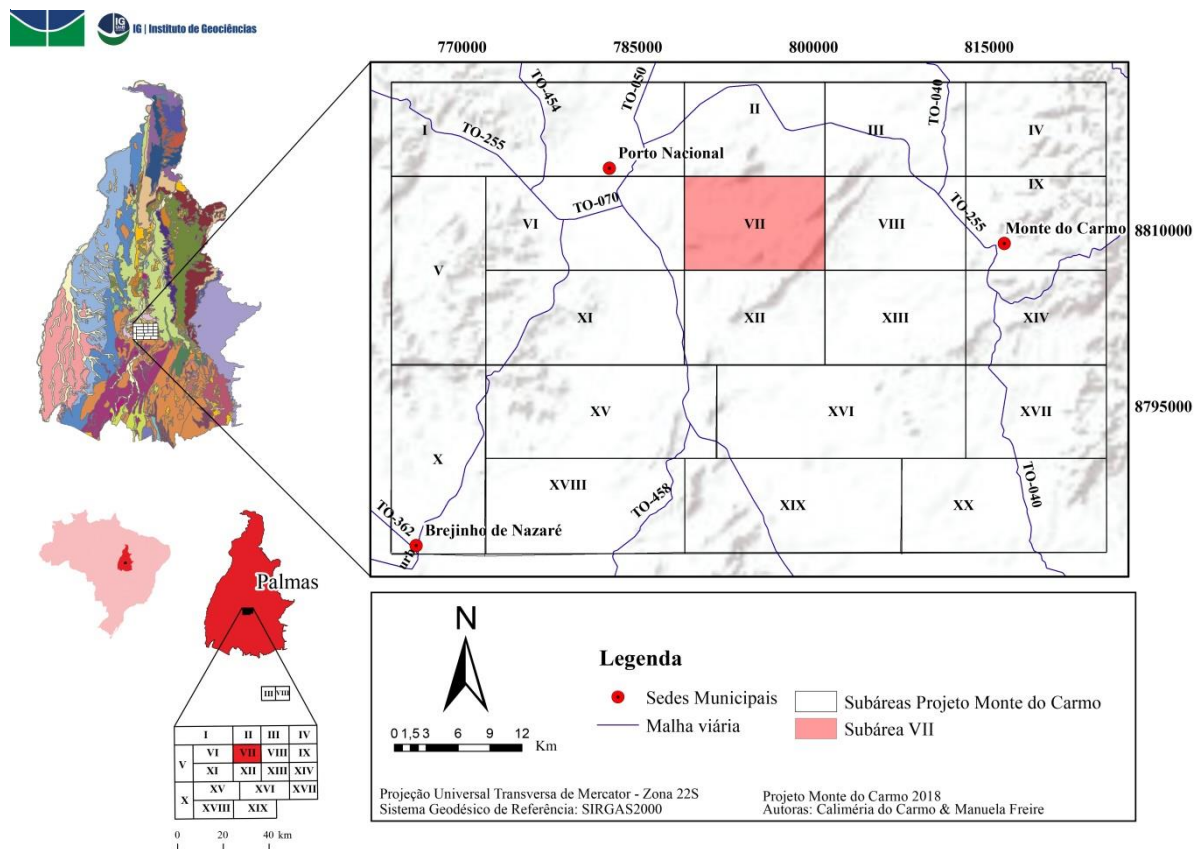
Além disso, almeja-se trazer neste projeto novas informações a fim de:

- Determinar a interação no limite entre as faixas Brasília e Araguaia, definido pelo lineamento Transbrasiliano;
- Estudar possível continuidade do Maciço de Goiás e do Arco Magmático de Goiás na área de estudo;
- Caracterizar a Formação Monte do Carmo; e
- Determinar a estruturação da borda da Bacia do Parnaíba.

1.2 Localização e Vias de acesso

A área do projeto é situada na porção centro-sul do estado do Tocantins, englobando as cidades de Porto Nacional (a 64 km da capital Palmas e 790 km de Brasília), inserida na subárea I, e de Monte do Carmo, na subárea VIII. A presente subárea VII, da qual trata o presente relatório, está situada a sudeste da cidade de Porto Nacional, local sede do projeto, e a oeste de Monte do Carmo. A principal via de acesso saindo de Brasília é a BR-242 e posteriormente a TO-458. A TO-050 é a rodovia mais próxima da área VII, cortando de norte a sul a área VI vizinha, a qual se localiza a oeste da primeira (Figura 1.2.1).

Figura 1.2.1: Mapa de localização do Projeto Monte do Carmo, no estado do Tocantins. Destaque para a subárea VII.



1.3 Aspectos Fisiográficos

O Estado do Tocantins, localizado na porção centro-norte do Brasil, apresenta território de aproximadamente 277.720,412 km² (IBGE, 2016) e faz fronteira com os Estados do Piauí, Maranhão, Pará, Mato Grosso, Goiás e Bahia.

Abordando brevemente os aspectos socioeconômicos da região, segundo dados do IBGE de 2010, o estado possui densidade demográfica de 4,98 hab/km², índice de desenvolvimento humano (IDH) de 0,699 e população estimada em 2017 de 1.550.194 pessoas.

Segundo relatório da CPRM de 2017 (Ribeiro & Alves, 2017) tratando das folhas de Santa Teresinha, Porto Nacional – principal folha para o propósito deste relatório, SC-22-Z-B – e Miracema do Norte, as atividades econômicas da região se baseiam na agropecuária. Porto Nacional é um dos maiores municípios do Estado do Tocantins, e é considerado como polo principal do agronegócio no estado, destacando a pecuária e a agricultura como bases de sua economia.

1.3.1 Geomorfologia

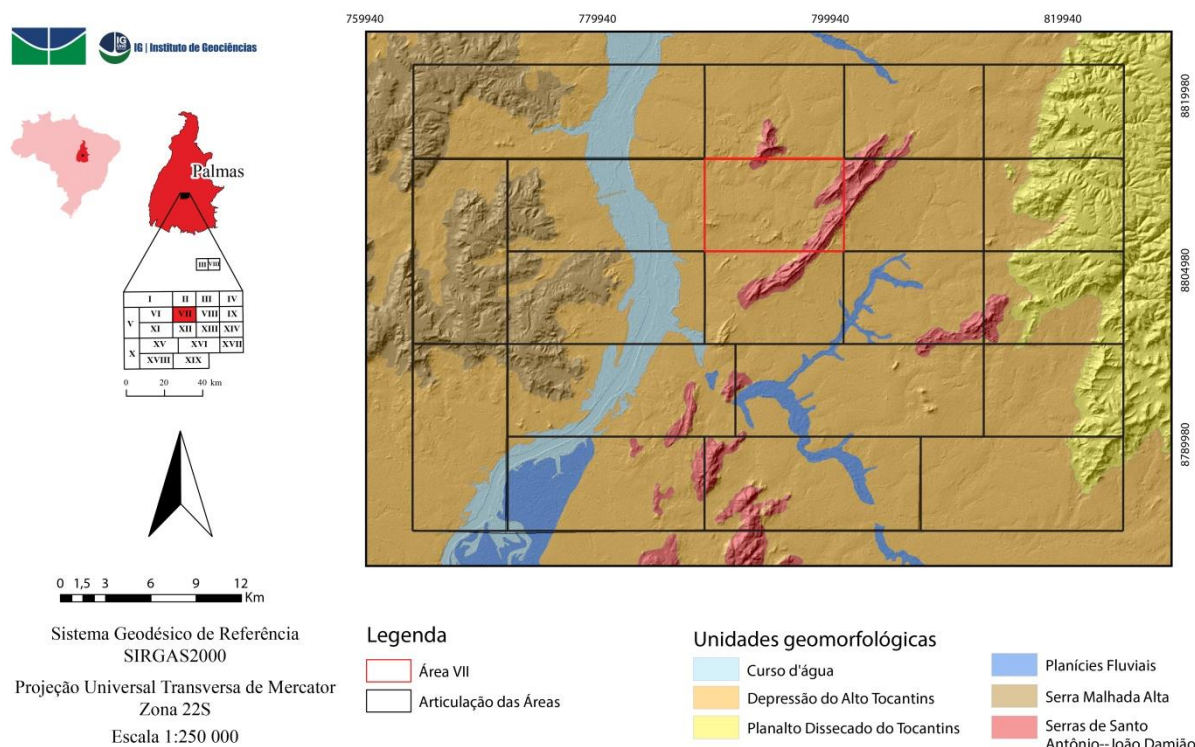
Segundo a classificação de Mamede *et al.*, (1981), ocorrem na região da folha de Porto Nacional as seguintes unidades geomorfológicas: Patamares do Interflúvio Araguaia-Tocantins, Depressão do Araguaia, Planalto Residual do Tocantins e Depressão do Tocantins (CPRM, 2017). As unidades Depressão do Tocantins e Planalto Residual do Tocantins ocorrem na porção central da Folha Porto Nacional, e predominam na área do Projeto Monte do Carmo, como está representado no mapa geomorfológico da Figura 1.3.1.

Mais especificamente na subárea VII, ocorre a unidade Depressão do Tocantins na forma de superfícies de pediplano, erosiva tabular, terraço erosivo fluvial e formas convexas, além do Planalto Residual do Tocantins com formas aguçadas e tabulares, superfícies estruturais tabulares, erosivas tabulares e pediplanos (Mamede *et al.*, 1981).

O Planalto Residual do Tocantins ocupa a porção leste da folha Porto Nacional e é conhecido como Malhada Alta (CPRM, 2017). Ele é representado por feições geomorfológicas como a Serra Lajeado, a Serra do Carmo e a Serra Malhada Alta, e é composto por relevos tabulares, pediplanos e estruturas de formas convexas, aguçadas e residuais, com predomínio de altitudes entre 500 e 600m. Os elementos supracitados também representam as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (CPRM, 2017).

A Depressão do Tocantins é um corredor deprimido no vale do rio Tocantins, segundo Mamede *et al.*, (1981), e é caracterizada por relevo relativamente homogêneo e com altitudes entre 200 e 300 metros, as quais se localizam em falhas de direção N-S, paralelizadas entre si. Nesta unidade ocorrem relevos tabulares e blocos residuais com formas caracterizadas como convexas ou aguçadas relacionadas ao Planalto Residual do Tocantins (CPRM, 2017).

Figura 1.3.1: Mapa geomorfológico da área do Projeto Monte do Carmo, com destaque para a subárea VII.

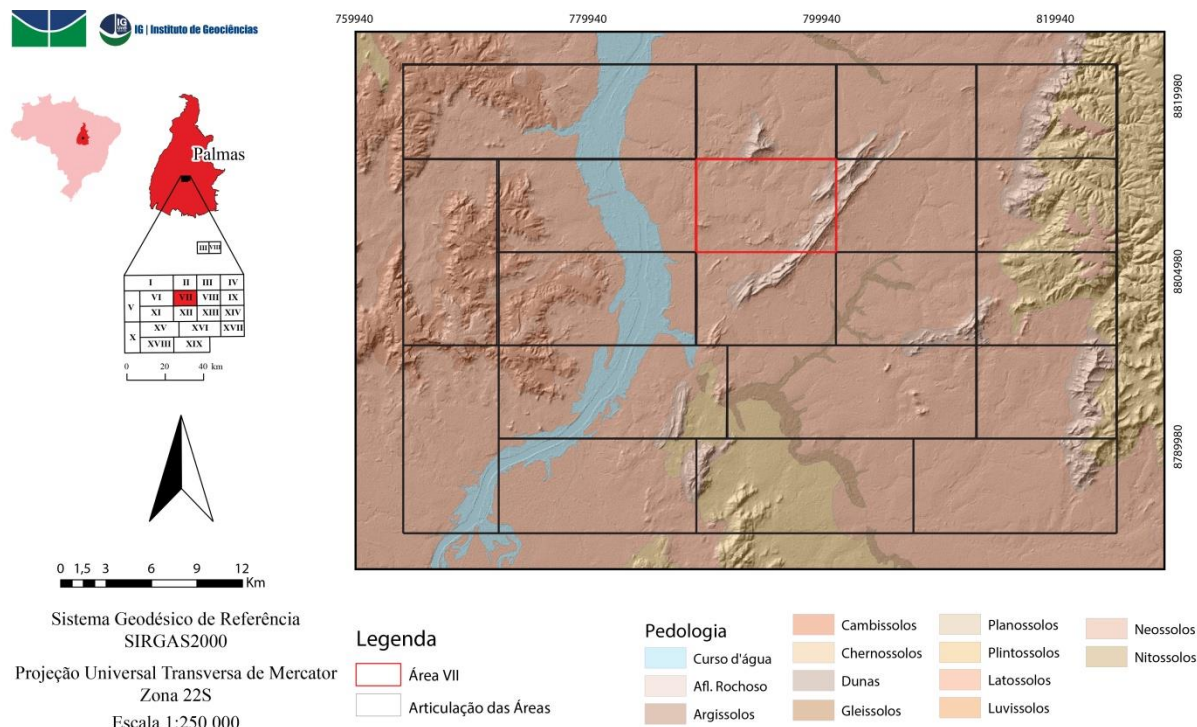


1.3.2 Solos e Vegetação

De forma geral, a vegetação que predomina na região de Porto Nacional é do bioma cerrado, com variações entre as formações campestre, savânica e florestal. Na primeira ocorrem os cerrados do tipo campo limpo e campo sujo, na segunda estão incluídas camadas rasteiras herbáceas e coberturas lenhosas. E na última, que ocorre de maneira mais restrita, predomina o cerradão (Bastos; Ferreira, 2010).

De acordo com a SEPLAN (2012), os tipos de solos que ocorrem na área do Projeto Monte do Carmo são Cambissolos, Plintossolos, Gleissolos, Latossolos e Neossolos, como pode ser observado na Figura 1.3.2. Na subárea VII ocorrem latossolos e planossolos.

Figura 1.3.2: Mapa pedológico da área do Projeto Monte do Carmo, com destaque para a subárea VII.



Fonte:

Os solos e a vegetação estão associados com as feições geomorfológicas encontradas na região. No domínio do Planalto Residual do Tocantins, os processos intempéricos atuantes geraram solos que variam de argilo-arenosos a areno-argilosos e concrecionários, com extensa cobertura vegetal do bioma Cerrado (CPRM, 2017). Já associados à unidade Depressão do Tocantins ocorrem latossolos vermelho-amarelos e arenosos, recobertos por vegetação do tipo Savana. Na subárea VII predomina unidade geomorfológica Serra Malhada Alta (Figura 1.3.1) e João Damião, sendo estes correlacionados com os cambissolos e planossolos, respectivamente.

1.3.3 Clima

O clima da região de Porto Nacional é do tipo equatorial quente e úmido a semiúmido (IBGE, 2006), com temperatura máxima em 32°C e mínima em 20°C (ANA/CPRM). As precipitações médias anuais variam entre 1.400 e 2.000mm (CPRM, 2009). São caracterizadas duas estações bem conhecidas, uma chuvosa de novembro a abril e outra seca, de junho a setembro, sendo maio e outubro períodos de transição. A umidade relativa média anual é de

70%, com valores superiores a 80% nos períodos chuvosos e em média 50% nos períodos secos (SEPLAN, 2012).

1.3.4 Hidrografia

O Rio Tocantins, principal drenagem inserida na área do Projeto Monte do Carmo, está inserido na bacia hidrográfica do Rio Tocantins, na qual ocorre a sub-bacia Córrego Santa Luzia, Bacia do Ribeirão dos Mangues, sub-bacia Ribeirão Conceição, sub-bacia Rio Água Suja, sub-bacia Ribeirão do Carmo, sub-bacia Rio Matança e sub-bacia do Córrego São João. Ainda, os principais afluentes do rio Tocantins na zona urbana de Porto Nacional são os córregos São João e Francisquinha, e as duas sub-bacias principais responsáveis pelo abastecimento de água no município de Porto Nacional são a sub-bacia do Córrego São João e sub-bacia do Córrego Francisquinha.

2 Materiais e Métodos

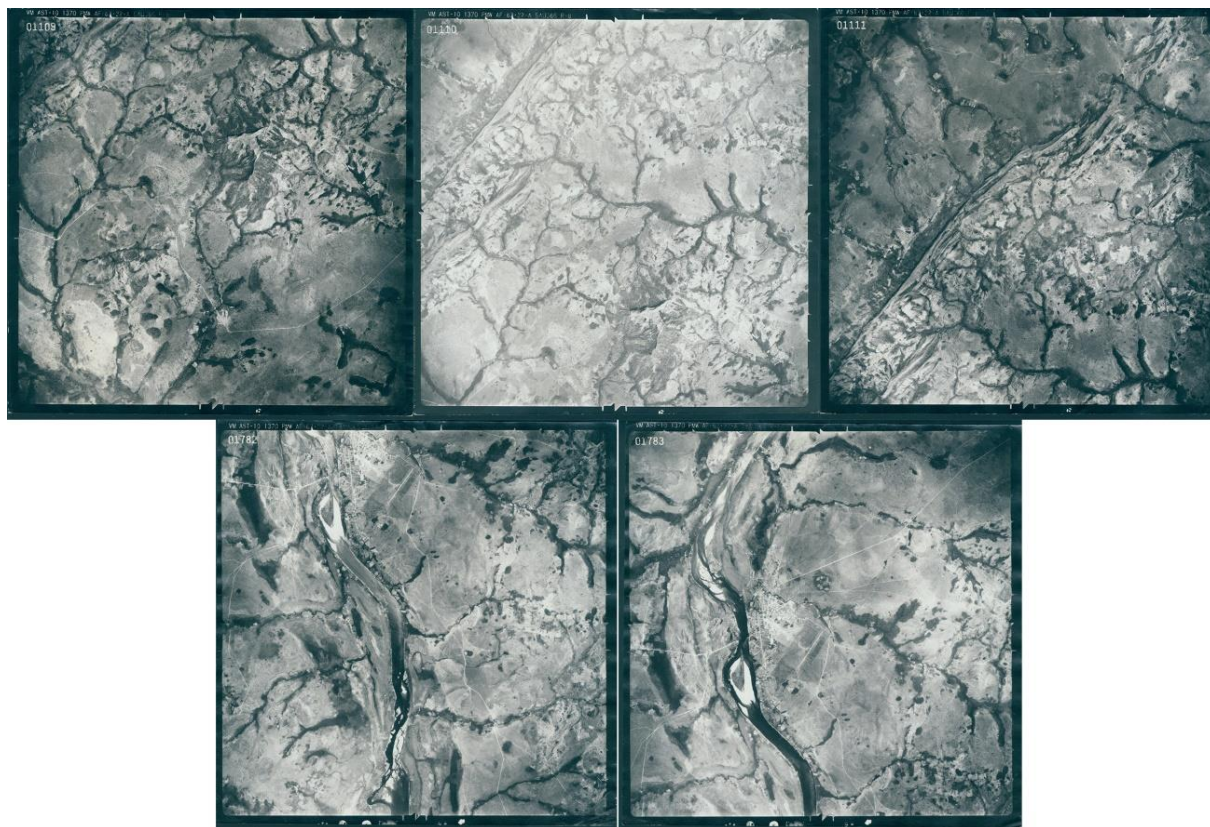
2.1 Materiais

2.1.1 Sensoriamento Remoto

2.1.1.1 Fotos Aéreas

As imagens aéreas utilizadas na etapa pré-campo do Projeto Monte do Carmo foram disponibilizadas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). As fotografias fazem parte dos levantamentos realizados no Projeto AF-63-32A entre os anos de 1966 e 1968, pelo 30º Batalhão de Engenharia de Construção. As fotos que recobrem a subárea VII estão representadas abaixo (Figura 2.1.1), e possuem numeração 01109, 01110, 01111, e 01782, 01783 todas na escala 1:60.000.

Figura 2.1.1: Imagens aéreas da subárea VII utilizadas na etapa de fotointerpretação.



2.1.1.2 Alos/Palsar

ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*) é um satélite japonês lançado pela Agência Japonesa de Exploração (JAXA) em 2006, de tecnologia avançada e alta resolução com três sistemas de sensoriamento remoto, dentre eles o PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*), um radar ativo utilizado para produção de modelos de elevação digital (MDE).

As imagens MDE estão listadas na Tabela 2.1.1 abaixo e foram adquiridas na plataforma “*Alaska Satellite Facility*” com resolução espacial de 12.5m, tratadas no software “*Envi 5.3*” com a ferramenta “*Hill Shade Image*” (ângulo de elevação do sol = 45° e ângulo azimute com sol = 315°). Foi feito um sinergismo com este produto e a imagem multiespectral Landsat, tratada a seguir, a fim de extrair elementos como redes de drenagem, zonas homólogas de drenagem, zonas homólogas de relevo, lineamentos e alinhamentos.

Tabela 2.1.1: Códigos das imagens utilizadas e data de aquisição.

ALOS PALSAR	AP_26854_FBS_F6960_RT1 AP_26854_FBS_F6970_RT1 AP_27277_FBS_F6960_RT1 AP_27277_FBS_F6970_RT1	08.Fev.2011
-------------	--	-------------

2.1.1.3 Landsat 8 OLI

O projeto Landsat é uma parceria entre a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), voltado para a área de sensoriamento remoto. Os produtos utilizados nas etapas de pré-campo, campo e pós-campo são imagens multiespectrais geradas pelo satélite *Landsat 8 OLI*, com data de aquisição 17/09/2007, e estão listados na Tabela 2.1.2 abaixo.

Tabela 2.1.2: Código das imagens utilizadas e datas de aquisição.

Sensor Remoto	Código (ID)	Data de Aquisição
Landsat 8 OLI/TIRS	LC08_L1TP_222067_20170917_20170929_01_T1 LC08_L1TP_222068_20170917_20170929_01_T1	17.Set.2007

O Landsat 8 possui dois sensores, um denominado OLI (*Operational Land Imager*), e outro TIRS (*Thermal Infrared Sensor*). O satélite capta onze bandas no total, dentre elas nove são captadas pelo OLI, e duas pelo TIRS. Como apresentado na Tabela 2.1.3 abaixo, as bandas de 1 a 7 e a banda 9 apresentam resolução espacial de 30 metros, já a banda 8, resolução de 15 metros. As demais são bandas termais, com 100 metros de resolução.

Tabela 2.1.3: Sensores com respectivas resoluções espaciais, bandas e sensibilidades.

Sensor	Resolução	Bandas Espectrais	Sensibilidade
OLI	30m	Banda 1 – Coastal/Aerosol	Infravermelho próximo
OLI	30m	Banda 2 – Azul	Infravermelho próximo
OLI	30m	Banda 3 – Verde	Infravermelho próximo
OLI	30m	Banda 4 – Vermelho	Infravermelho próximo
OLI	30m	Banda 5 – NIR	Infravermelho próximo
OLI	30m	Banda 6 – SWIR 1	Infravermelho ondas curtas
OLI	30m	Banda 7 – SWIR 2	Infravermelho ondas curtas
OLI	15m	Banda 8 – Pancromático	Pancromático
OLI	30m	Banda 9 – Cirrus	Cirrus
TIRS	100m	Banda 10 – TIR - 1	Termal
TIRS	100m	Banda 11 – TIR - 2	Termal

2.1.1.4 Google Earth

Foram utilizadas imagens provenientes do programa *Google Earth Pro*, as quais auxiliaram na análise do relevo da região, da vegetação, redes de drenagens principais (intermitentes e perenes) e locais com ocorrência de rochas aflorantes em superfície, bem como localização de fazendas ou casas e principais vias de acesso à subárea em questão.

2.1.2 Aerogeofísica

Foram utilizados nesta etapa dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos. A união entre os dois métodos é útil na cartografia geológica, considerando que os dados magnéticos são boas ferramentas na identificação de estruturas do embasamento e suas continuidades sob coberturas posteriores. Os produtos gamaespectrométricos dão informações a respeito da geoquímica da superfície analisada, com valores de K, eTh e eU, os quais são bons indicadores de unidades geológicas distintas e zonas de alteração hidrotermal (Jaques *et al.*, 1997).

Os dados foram obtidos no projeto Levantamentos Aerogeofísicos da Bacia do Parnaíba pela Associação Nacional do Petróleo (ANP) em união com a Universidade de São Paulo (USP), no período entre Setembro/2004 e Novembro/2006, processados no *software* “*Geosoft Oasis Montaj 7.1.5*” e fornecidos pela Professora Dra. Roberta Mary Vidotti (IGD – UnB) aos alunos do projeto.

O levantamento foi feito com espaçamento de 500 metros entre as linhas de vôo, de direção N-S, ortogonais às linhas de controle E-W de 4 quilômetros. A altura de voo foi fixada em 100 metros, com velocidade média de 270 km/h. O intervalo entre medições magnéticas consecutivas foi de até 0,01 segundo e 0,1 segundo para as medições gamaespectrométricas. A área coberta pelo projeto foi de aproximadamente 240.000 km².

2.1.2.1 Magnetometria

Nos levantamentos aerogeofísicos magnetométricos são obtidos dados do Campo Magnético Total da Terra (CMT), que representa o somatório de todos os campos magnéticos que atuam naquele ponto de captação (Kearey *et al.*, 2009). É necessário aplicar correções na etapa de pré-processamento dos dados para obter o Campo Magnético Anômalo (CMA), representado pelo campo magnético secundário induzido pelas mesmas rochas.

A intensidade de magnetização das rochas depende de suas concentrações relativas em minerais magnéticos como magnetita, ilmenita e pirrotita (Kearey *et al.*, 2009). Sabe-se ainda que há uma relação entre a concentração de minerais magnéticos e zonas com descontinuidades ou rupturas, então a interpretação de dados aeromagnetométricos auxilia na identificação de feições estruturais expressivas (Gunn *et al.*, 1997).

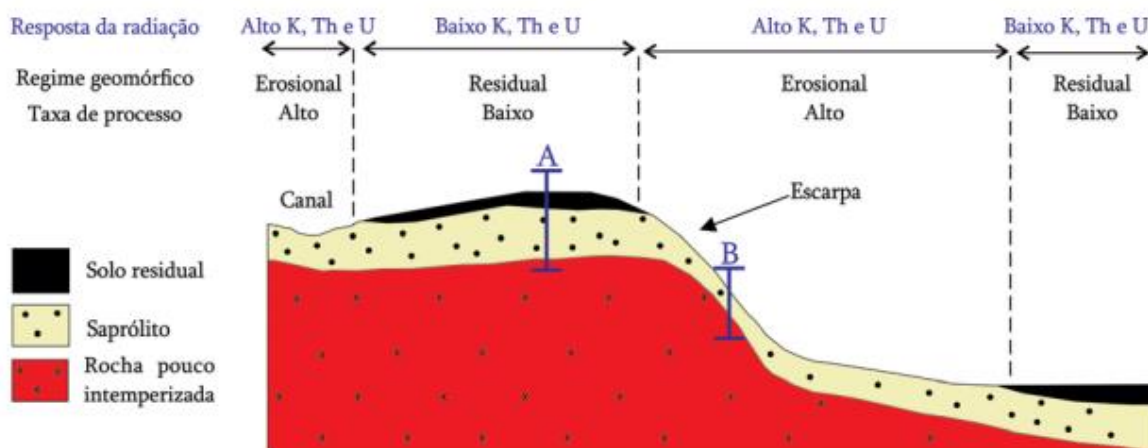
2.1.2.2 Gamaespectrometria

A gamaespectrometria é um método geofísico superficial, pois mede as concentrações de potássio, urânio e tório presentes apenas nos primeiros 30-40 cm de material

intemperizado, solos e rochas aflorantes. Logo, a quantificação da variação nas quantidades destes três elementos na superfície fornece informações a respeito do arcabouço aflorante na região de mapeamento, uma vez que as concentrações relativas de K, U e Th estão associadas com a natureza composicional das rochas em superfície (Ferreira *et al.*, 2016).

A figura (2.1.2) abaixo representa como a distribuição de K, U e Th na paisagem depende também de fatores como relevo, intemperismo, rede de drenagem, clima e pluviosidade da região (Ferreira *et al.*, 2016).

Figura 2.1.2: Influência dos processos geomorfológicos na emissão de radiação gama (extraído de Ferreira *et al.*, 2016).



2.2 Metodologia

2.2.1 Etapas

2.2.1.1 Etapa Pré-Campo

Esta é a etapa inicial do projeto, e foi realizada principalmente no primeiro semestre do ano de 2018. Sua principal atividade é a revisão bibliográfica de artigos e trabalhos anteriores disponíveis na literatura, os quais abordam a Província Tocantins, Faixa Brasília, Faixa Paraguai-Araguaia e seu embasamento, o Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. Nesta etapa foi confeccionado também o mapa base da subárea VII, o qual foi em seguida integrado com as demais subáreas do projeto, e foram feitas interpretações das imagens aerogeofísicas disponíveis na literatura, em conjunto com todas as subáreas.

O mapa base da subárea foi feito em escala 1:50.000, e nele foram demarcadas estradas, rodovias e demais acessos à região, redes de drenagem principais, cidades, municípios e fazendas. Além deste, foi construído o mapa fotolitológico com auxílio de

imagens aéreas que recobrem a subárea em questão, destacando as principais rodovias, drenagens, e aspectos texturais de vegetação e relevo, a fim de individualizar zonas homólogas, como será abordado a seguir.

Todos os produtos obtidos nesta etapa serviram de auxílio na etapa de campo posterior, para planejamento de caminhamentos e definição de estruturas importantes, bem como unidades litológicas distintas.

2.2.1.2 Etapa Campo

Etapa realizada durante o trabalho de campo, entre os dias 01 e 21 de Julho de 2018, visando a caracterização geológica das unidades entre as cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo, no Tocantins. Além disso, compreende a aquisição de dados geológicos em campo, sua interpretação e integração obtendo como principal produto um mapa geológico na escala 1:50.000.

2.2.1.3 Etapa Pós-Campo

Realizada durante o segundo semestre letivo de 2018, a etapa pós-campo teve duração de 4 meses, entre agosto e dezembro. Durante este período foram confeccionadas cerca de 10 seções delgadas por subárea de amostras representativas das unidades mapeadas, foram selecionadas e preparadas amostras para análises geoquímicas de elementos maiores em rocha total, para difratometria de raio-x e análises de microsonda em casos específicos.

A subárea VII confeccionou ao todo 18 lâminas delgadas, realizou análise geoquímica em 4 amostras, difratometria de raio-x em 1 amostra e análises de microsonda em 5 amostras. A partir dos resultados obtidos, a subárea foi então compartimentada em domínios estruturais e litológicos, bem como a área do Projeto Monte do Carmo, com objetivo de estabelecer possíveis eventos de metamorfismo e de deformação da região, correlacionando os novos dados a outros já estabelecidos na literatura, além da confecção de um mapa geológico final em escala 1:50.000 da área do Projeto Monte do Carmo (Anexo I).

2.2.2 Sensoriamento Remoto e Fotogeologia

2.2.2.1 Imagens Aéreas

A fotointerpretação foi realizada através da estereoscopia, em que duas fotos aéreas são sobrepostas e visualizadas em três dimensões. O método de fotointerpretação utilizado neste projeto foi o Lógico-Sistemático, que consiste basicamente na individualização de zonas homólogas a partir de aspectos de relevo e de elementos texturais e estruturais, desenvolvido na França, por Guy (1966). Este método é dividido em três etapas distintas:

1) Fotoleitura - a qual consiste no reconhecimento das principais feições geológicas observadas nas imagens aéreas;

2) Fotoanálise - onde são traçadas as drenagens, as lineações positivas e negativas e as em série, que representam juntas e fraturas, e as falhas. Também é feita a análise do relevo;

3) Identificação de zonas homólogas - etapa na qual se define e delimita as zonas, utilizando como base os elementos traçados anteriormente. Tais zonas são delimitadas por contatos e representam unidades litológicas (Arcanjo, 2014).

O mapa de zonas fotolitológicas da subárea VII gerado a partir do Método Lógico-Sistemático apresentado acima está representado na Figura 2.2.1 abaixo, com respectiva tabela (Tabela 2.2.1) apresentando descrição das zonas fotolitológicas individualizadas.

Figura 2.2.1: Mapa Fotolitológico da subárea VII. Legenda: Traços em azul – redes de drenagem; traços em amarelo – lineações do relevo, em série e em feixe; traços pontilhados em vermelho – quebras positivas do relevo.

MAPA FOTOLITOLÓGICO SUBÁREA VII

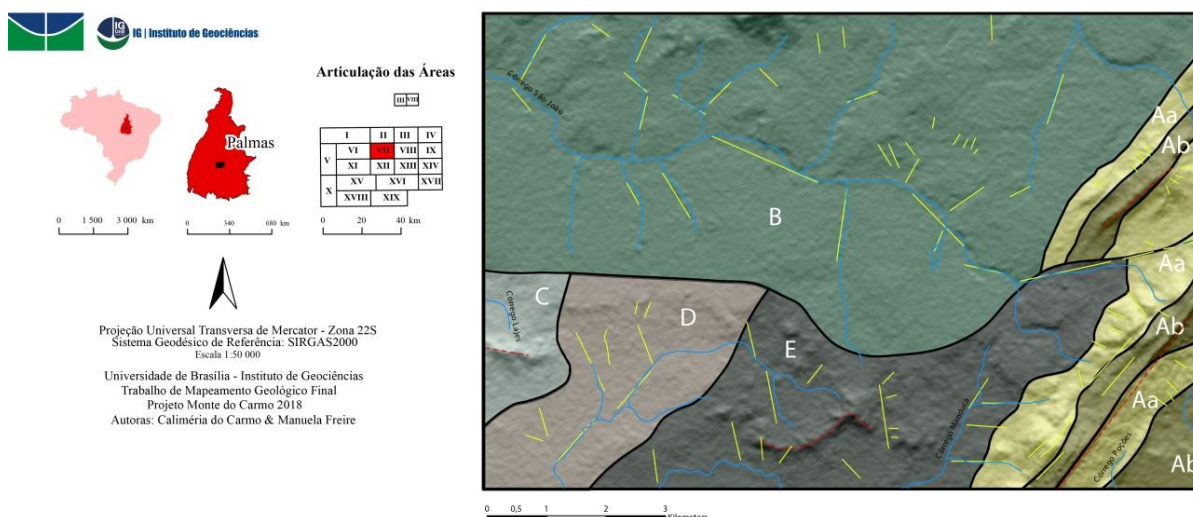


Tabela 2.2.1: Descrição das Zonas Fotolitológicas.

ZONA FOTOLITOLÓGICA	DESCRIÇÃO
Aa	Zona com relevo escarpado e elevadas cotas topográficas. Padrão de drenagens com baixa densidade, tropia unidirecional, baixa sinuosidade e assimétrico. Elevada densidade de elementos texturais, representados por lineamentos de relevo, bem como lineações em série e em feixe.
Ab	Zona semelhante à anterior Aa, apresenta padrão de drenagens com baixa densidade, tropia unidirecional e assimétrico. Densidade de elementos texturais elevada, com lineamentos de relevo e predominância de lineações em série. Esta zona apresenta textura distinta da anterior, e por isso foi feita a subdivisão entre as duas.
B	Esta zona apresenta relevo pouco movimentado, com cotas topográficas inferiores às das zonas anteriores. Padrão de drenagens com moderada a alta densidade, tropia bidirecional, elevada assimetria e sinuosidade baixa a moderada. Baixa a moderada densidade de elementos texturais.
C	Zona dividida devido à elevadas cotas topográficas, com relevo movimentado formando morrotes. Padrão de drenagens com baixa a moderada densidade, tropia multidirecional e sinuosidade baixa. Elementos texturais com baixa densidade.
D	Zona com baixas cotas topográficas e relevo suave a ondulado. Moderada densidade de elementos texturais, caracterizados por lineações em série. Padrão de drenagens com densidade moderada, tropia bidirecional e baixa sinuosidade.
E	Zona com cotas topográficas mais elevadas, apresentando quebras positivas de relevo e morrotes. Padrão de drenagens com moderada densidade, tropia bidirecional e baixa sinuosidade. Elevada densidade de elementos texturais, com lineações em feixe e em série.

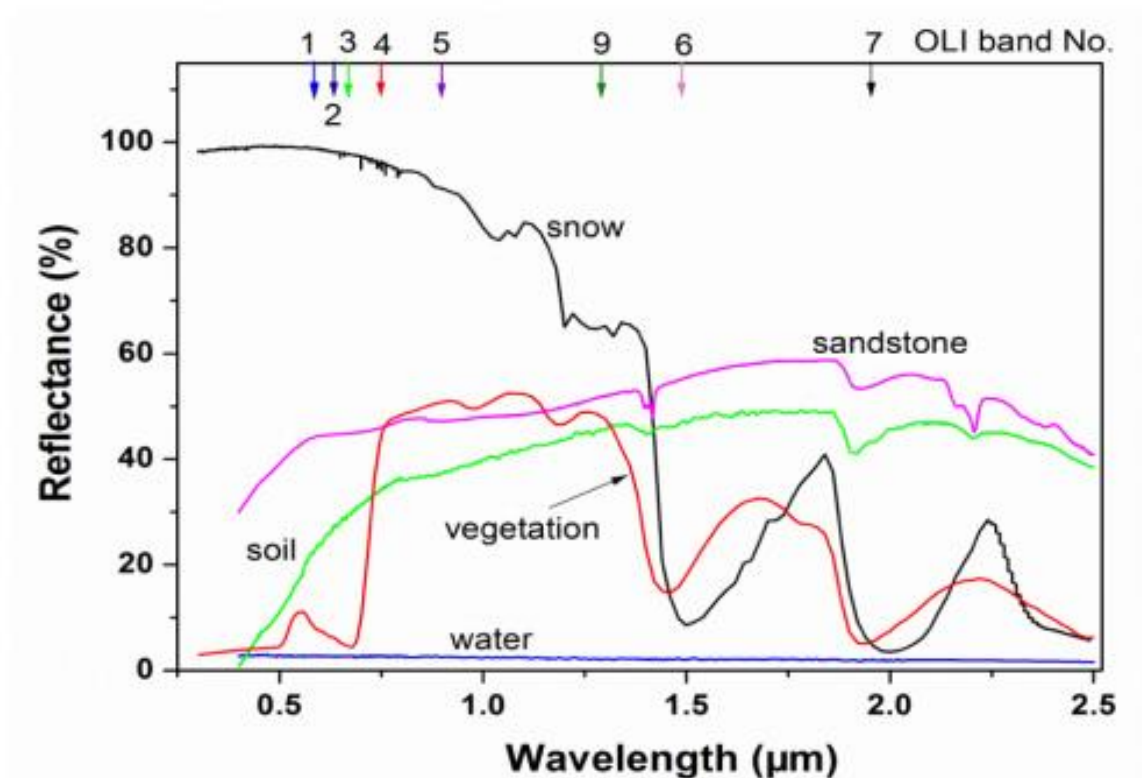
2.2.2.2 Alos/Palsar

As imagens de modelo digital de elevação adquiridas através do satélite ALOS foram tratadas no software *Envi 5.3* com a ferramenta “*Hill Shade Image*” utilizando ângulo de elevação do sol igual a 45° e ângulo de azimute com o sol igual a 315°, a fim de destacar melhor as estruturas presentes na subárea. Posteriormente foi realizado procedimento de sinergismo deste imagem com a imagem multiespectral do LANDSAT 8.

2.2.2.3 Landsat 8 OLI

As imagens multiespectrais obtidas através do satélite LANDSAT 8 foram recortadas e tratadas com o software “*Envi 5.3*”, cuja ferramenta *Dark Object Subtraction (DOS)* foi utilizada para a correção atmosférica. Tendo em vista a escala utilizada neste trabalho, a fusão Gram-Schmidt da pancromática com a multiespectral foi realizada a fim de obter a melhor resolução espacial possível. As composições deste produto possibilitaram a visualização de imagens em falsa cor, realce de atividade urbana e cor natural, realce de vegetação e diferença solo/vegetação de acordo com o comportamento espectral de cada material, o qual está representado na Figura 2.2.2 esquemática a seguir.

Figura 2.2.2: Resposta espectral de diferentes materiais e comprimentos de onda das bandas Landsat Oli.



Fonte: (Ren, et al., 2014)

2.2.3 Aerogeofísica

O processamento das imagens obtidas através da aerogeofísica foi realizado previamente pela Professora Dra. Roberta Vidotti, que se disponibilizou para auxiliar na etapa pré-campo. Abaixo seguem fluxogramas ilustrativos dos processamentos para os dados magnéticos (Figura 2.2.3) e gamaespectrométricos (Figura 2.2.4).

2.2.3.1 Magnetometria e Gamaespectrometria

Figura 2.2.3: Fluxograma do processamento do Campo Magnético Total (CMT). CMA = Campo Magnético Anômalo; RTP = Redução ao Polo; dx = derivada em x; dy = derivada em y; dz = derivada em z; ASA = Amplitude do Sinal Analítico; AGHT = Amplitude do Gradiente Horizontal Total; Inclinação do Sinal Analítico.

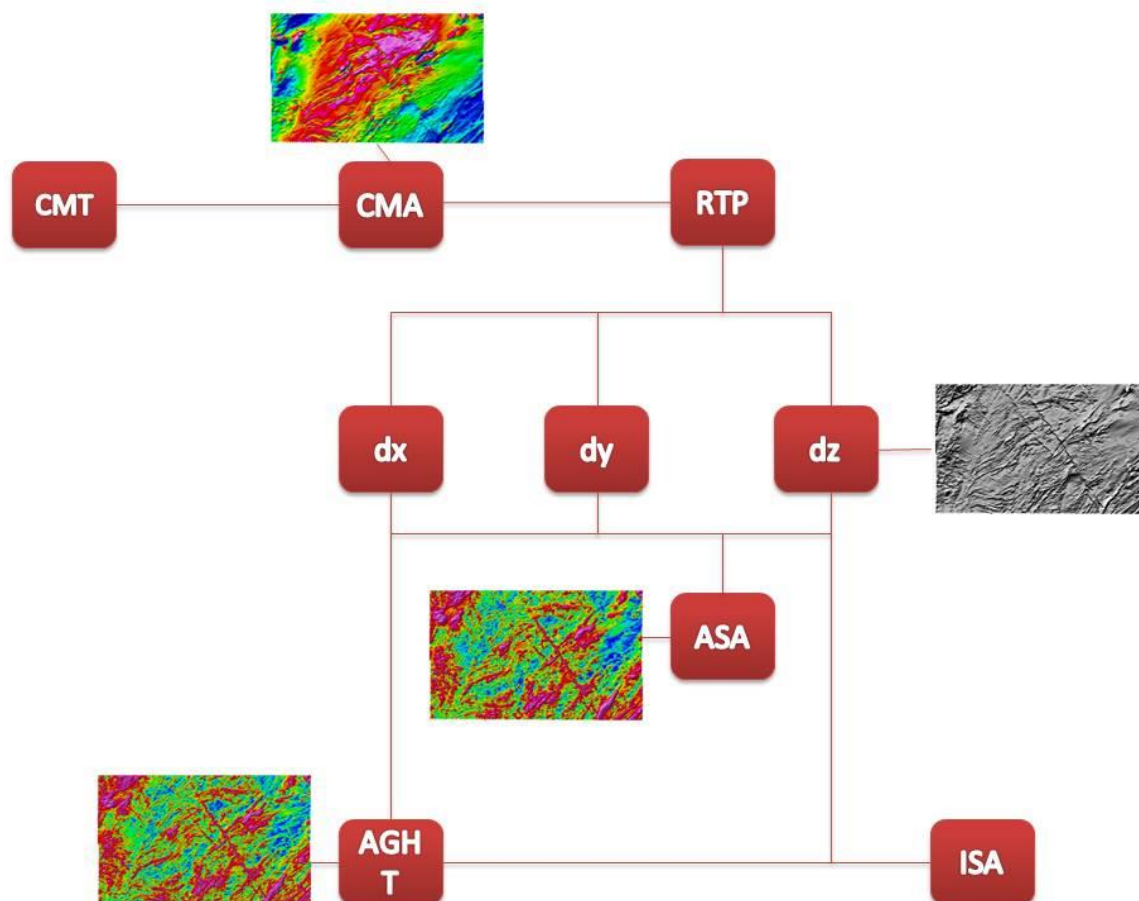
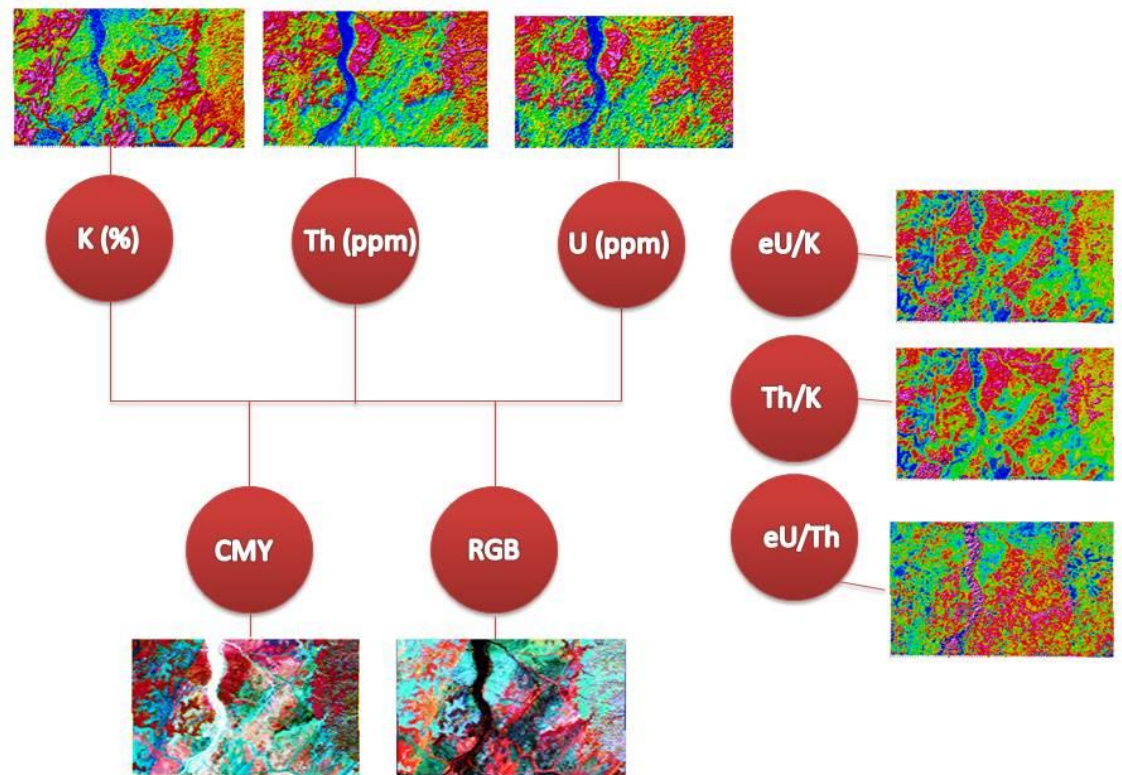


Figura 2.2.4: Processamento dos dados gamaespectrométricos.



2.2.4 Mineralogia e Geoquímica

2.2.4.1 Difratometria de Raios-X

A análise por DRX foi realizada no Laboratório de Raios-X IG/UnB, no difratômetro RIGAKU – ULTIMA IV, operando com tubo de cobre e filtro de níquel, sob 35 kV e corrente de 15 mA, velocidade da varredura de 2°/minuto e passos de 0,05°. As Análises foram realizadas no intervalo 2 θ a 40° e o processo consistiu em três varreduras: uma da argila normal, com etileno glicol e por fim com glicerol, etapas representadas na Tabela 2.2.2 abaixo.

A composição mineralógica de amostra total e da fração argila foi determinada por Difratometria de Raio-X no aparelho Rigaku D-MAXB com radiação em tubo de CuK α e velocidade de varredura de 2°/min, intervalo de medida de 0,05° e intervalo de varredura de 2 a 65°. A preparação de amostras (rocha total e fração argila) seguiu as técnicas de rotina do Laboratório de Difratometria de Raio-X do Instituto de Geociências da UnB (Tabela 2.2.2).

Tabela 2.2.2: Etapas de determinação mineralógica por difratometria de raio-x.

Etapa	Determinação mineralógica
1	macerar a amostra > dispor em lâmina para amostra total > proceder para leitura em equipamento
2	extração da fração argila pelo método de sedimentação (Lei de Stokes) > orientar a amostra em lâmina > proceder para leitura no equipamento
3	após a leitura da fração argila, solvatar com etileno glicol por 12h > proceder para leitura no equipamento
4	após leitura, fazer o tratamento térmico a 490°C por 4h30min > proceder para leitura no equipamento

Após análise das amostras, os difratogramas gerados foram interpretados e os minerais foram identificados com apoio do *software* JADE 9.0 da MDI, que dispõe de rotinas de busca automática de picos e pesquisa de possíveis minerais no banco de dados PC-PDF (Powder Diffraction File – PDF para PC/ICDD).

2.2.4.2 Geoquímica de Elementos Maiores e Traços

Perda ao Fogo (PF)

A Perda ao Fogo foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis por perda ao fogo (Tabela 2.2.3).

Tabela 2.2.3: Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis.

Etapa	Determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis
1	Pesar o cadinho de porcelana vazio (Mcv)+ 1,0000 ± 0,0001g de amostra (Ma);
2	Queimar por 8h em forno mufla a 500°C;
3	Esfriar em dessecador e obter o peso (Mf);
4	Calcular a porcentagem de PF pela fórmula: [(Mcv + Ma) - Mf]*100/Ma;
5	Repetir os passos de 2 a 4. Considerar a PF efetiva caso a diferença de uma queima para outra não ultrapassar 2%. Caso seja maior repetir os passos de 2 a 4.

Digestão das Amostras

Em laboratório limpo, as amostras de rochas, assim como as crostas laterítica foram digeridas seguindo o protocolo abaixo, tabela 2.4, com mistura ácida (HF, HCl, HNO₃) e H₂O₂ em savilex® e utilização de chapa quente e capela de exaustão.

Determinação Química

As soluções coletadas obtidas em laboratório por digestões foram analisadas para a determinação da concentração de elementos maiores e de alguns traços por ICP_OES (Agilent 5100 Dual-View no Laboratório de Geoquímica da UnB.

O protocolo para preparação de amostras está representado na Tabela 2.2.4 abaixo.

Tabela 2.2.4: Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.

Etapa	Procedimento
1	Pesa-se a amostra de forma a obter 0,1 g
2	Adição de 4 ml de HF + 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 36 horas
3	Após a evaporação à 90 °C, adição de 3 ml de HCl 6 M+ 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 48 horas. Após esta etapa, se ainda houver matéria orgânica não dissolvida, adiciona-se 2 ml de H ₂ O ₂ + 2 ml de HNO ₃ à frio por 24 horas e mais 12 horas a 120 °C. Se a dissolução total ocorrer passa-se para a etapa 4. Caso contrário, adiciona-se pequenas alíquotas de 0,5 ml de H ₂ O ₂ em chapa quente à 60 °C com cuidado e atenção para evitar o desprendimento de gases de forma vigorosa. Prossegue-se esta etapa até a completa eliminação da matéria orgânica.
4	Após evaporação à 90 °C, adição de 2 ml de HCl 6M à 120 °C por 24 horas.
5	Após evaporação à 90 °C, adição de 1 ml de HCl 6M à 120 °C por 8 horas
6	Após evaporação à 90 °C, o resíduo foi solubilizado em solução de HCl 2M e diluído ate obter volume final de 25ml.

2.2.4.3 Microsonda Eletrônica

As análises foram realizadas no equipamento JEOL modelo JXA-8230, sob voltagem de 15kV e corrente de 1,5 mA; o tempo de contagem de 10 a 20 segundos conforme o elemento e o foco de aproximadamente 01 µm. Os elementos Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P (ferro assumido como Fe²⁺) determinados sobre lâminas delgadas, polidas e metalizadas com carbono.

3 Geologia Regional

3.1 Introdução

O Projeto Monte do Carmo irá retratar as principais características das diferentes formações geológicas existentes na região, a fim de se ter um entendimento a respeito do arcabouço geológico regional que se encontra a área de estudo, bem como destacar questionamentos em relação a evolução geológica da região.

As investigações pioneiras realizadas na região de Porto Nacional e Monte do Carmo remetem aos projetos Araguaia (Ramos & Barbosa, 1967), Letos (Costa *et al.*, 1976) e RADAMBRASIL (Cunha *et al.*, 1981). Com a metodologia pautada essencialmente no uso de fotografias aéreas e reconhecimento de campo, foram construídas as primeiras sínteses geológicas e propostas hipóteses do entendimento tectônico regional da Província Tocantins, cujos resultados foram publicados por Costa (1982), Costa *et al.* (1984) e Gorayeb (1996). Costa *et al.* (1984) individualizaram as demais unidades litoestratigráficas, tomando como base mapeamentos geológicos realizados pela Universidade Federal do Pará - UFPA, bem como reconhecimentos de campo de Barbosa *et al.* (1966) e dados geofísicos. O até então chamado de Complexo Goiano (Cunha *et al.*, 1981) foi desmembrado em diversas outras unidades granulíticas, gnáissicas, graníticas e vulcanossedimentares. Apoiado por algumas datações radiométricas, Costa *et al.* (1984) evidenciam ainda uma evolução geológica policíclica para a região, envolvendo os eventos tectônicos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro (Hasui *et al.*, 1980).

Interpretações aerogeofísicas realizadas por Haralyi & Hasui (1985) propiciaram o surgimento dos primeiros modelos tectônicos envolvendo colisão de blocos crustais arqueanos. Por sua vez, baseado em dados químicos, datações radiométricas e geotermobarometria, Gorayeb (1996) propõe idade Paleoproterozóica para o Complexo Porto Nacional. Recentemente, Arcanjo *et al.*, (2013), Gorayeb *et al.*, (2013) e Pinheiro *et al.*, (2011) continuaram a contribuir com dados radiométricos, ampliando o conhecimento geológico da região.

3.2 Contexto Tectônico e Estratigráfico

A área em estudo abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba e encontra-se inserida na Província Tocantins, entre a porção setentrional da faixa Brasília e a porção meridional da faixa Araguaia (Figura 3.2.1). A leste, fora da área do projeto, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, encontram-se os limites do Cráton Amazonas.

A **Província Estrutural Tocantins** está inserida na porção central do Brasil. Trata-se de uma compartimentação geotectônica definida por Almeida *et al.* (1977) e Hasui *et al.* (1984) decorrente da amalgamação dos Crátons Amazonas, São Francisco e do Bloco Paranapanema, na porção oeste do supercontinente Gondwana, durante a Orogênese Brasileira ao longo do Neoproterozoico e Eocambriano. Tal colisão resultou na formação dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos das Faixas Brasília, Araguaia e Paraguai.

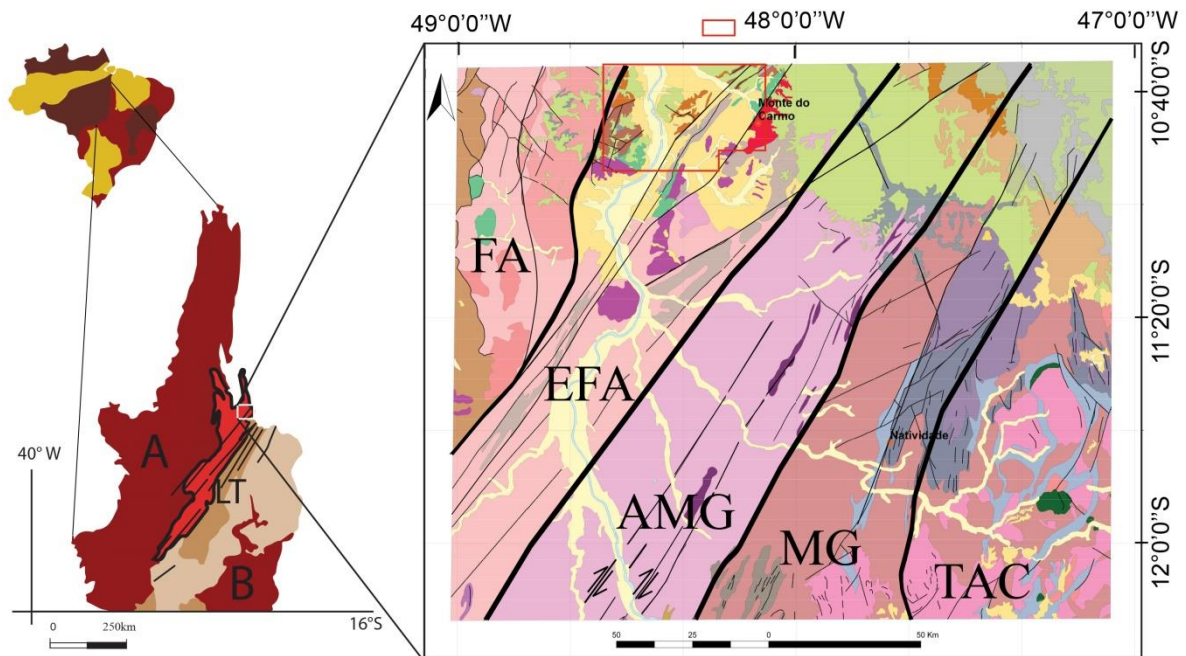
A **Faixa Brasília** é um sistema de dobramentos neoproterozoicos que ocupa a porção leste da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981; Fuck, 1994; Costa e Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Marini *et al.*, 1984b; Fuck, 1994). Esta faixa ocorre nos estados do Tocantins, Goiás, Distrito Federal e Minas Gerais, e se estende por cerca de 1100 km da direção N-S (Pimentel *et al.*, 1998, 2000, 2004). A **Faixa Araguaia**, localizada na porção setentrional da província, possui orientação N-S e vergência das estruturas em direção ao Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.*, 2000).

Na região de Porto Nacional-Natividade, entre as faixas Brasília e Araguaia, o Lineamento Transbrasiliano (LTB) é a principal feição estrutural observada (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1975) e é o responsável por paralelizar as unidades presentes na área, inclusive unidades de embasamento granito-gnáissicas paleoproterozoicas, além das unidades meso-neoproterozoicas (Gorayeb *et al.*, 1988). Esse lineamento representa zonas transcorrentes dúcteis de orientação aproximada N20E-S50W, provavelmente de idade Paleoproterozoica, que foram posteriormente reativadas em regime rúptil-dúctil e rúptil no Meso e Neoproterozoico (Costa *et al.*, 1984, 1988a; Hasui *et al.*, 1984; Costa, 1985; Gorayeb *et al.*, 1988).

O LTB na Província Tocantins apresenta orientação N35E e é bem caracterizado por foliações, lineações de estiramento e eixos de alongamento maior de *boudins* dispostos no plano da foliação milonítica (Dantas *et al.*, 2007). Os critérios cinemáticos e elementos

estruturais indicam movimentação sinistral e dextral em diferentes porções estudadas na região (Hasui e Mito, 1988; Strieder *et al.*, 1994).

Figura 3.2.1: Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo.



Modificado de: Geologia e recursos minerais da região de Palmas - folhas Miracema o Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A: estado do Tocantins. RIBEIRO, Pedro Sérgio Estavam; ALVES, Cleber Ladeira, 2017.

Modificado de: SABOIA, André Menezes. O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do Grupo Natividade, estado de Tocantins. 2009. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

Legenda Províncias Brasil

- Bacias Paleozoicas Intracratônicas
- Faixas Móveis Neoproterozoicas
- Províncias Cratônicas

Legenda Província Tocantins

- Arco Magmático de Goiás
- Faixas Móveis: A) Araguaia B) Brasília
- Maciço de Goiás
- Embasamento Paleoproterozoico

Legenda

FA: Faixa Araguaia; EFA: Embasamento da Faixa Araguaia; AMG: Arco Magmático do Goiás; MG: Maciço de Goiás e TAC: Terreno Almas-Cavalcante

Principais Unidades Litoestratigráficas

- | Fanerozoico | Paleoproterozoico |
|--|---|
| ■ Formação Pimenteiras, Grupo Canindé | ■ Suíte Intrusiva Ipueiras |
| ■ Suíte Gabro-Anortositica | ■ Almas Cavalcante - unidade gnássica-migmatítica |
| ■ Comprida | ■ Almas Cavalcante - unidade ortognássica-granítica |
| ■ Granito Matança | ■ Complexo Rio dos Mangues |
| ■ Formação Monte do Carmo | ■ Complexo Porto Nacional-Unidade Ortoderivada |
| ■ Ortognaisses do Oeste do Goiás | |
| ■ Grupo Natividade | |
| | ■ Granito do Carmo |

■ Área do Projeto Monte do Carmo

Fonte: Modificado de Ribeiro, 2017 e Saboia, 2009 pelos alunos do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

3.2.1 Litoestratigrafia e Geocronologia

A mais antiga unidade geotectônica presente na região é o **Complexo Granulítico Porto Nacional** (CGPN), definido por Costa *et al.* (1982) e incluído no Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional por Gorayeb *et al.* (2000a). O complexo é constituído por rochas com protólitos de idades próximas a 2.14 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000b), com orientação NE-SW e largura aproximada de 35 km, tendo uma parte recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Gorayeb, 1996). Apresenta rochas metamórficas tanto ortoderivadas quanto paraderivadas, que atingiram fácies granulito, e se reequilibram posteriormente em condições metamórficas de menor grau. Os principais litotipos são granulitos máficos, enderbitos, kinzigitos e raros charnockitos e granitos peraluminosos (Gorayeb, 1996; Chaves *et al.*, 2008).

Gorayeb (1996) descreve a **Formação Morro do Aquiles**, definida primeiramente por Costa *et al.* (1982) como uma unidade do Terreno de Alto Grau Metamórfico Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies anfibolito alto. Seus tipos petrográficos incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragnaisses aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, rochas metavulcânicas básicas e ácidas intercaladas com ortognaisses e anfibolitos (Sachett, 1996; Gorayeb *et al.*, 2013). A formação ocorre principalmente entre as cidades de Porto Nacional e Brejinho de Nazaré, em uma faixa com direção NE-SW e, em faixas de menor extensão, junto a granulitos, anortositos e granitóides miloníticos (Gorayeb, 1996). As rochas desta formação encontram-se localmente truncadas pelos corpos da Suíte Lajeado ou limitadas por falhas, gerando contatos tectônicos com as formações mais novas do Fanerozoico.

Costa *et al.* (1983) definiu o **Complexo Rio dos Mangues** para caracterizar um grupo de rochas metassedimentares e metamáficas que afloram na região de Paraíso do Tocantins, a oeste do Rio Tocantins. Segundo Hasui *et al.* (1984), o complexo é formado por rochas cálcio-silicáticas, ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, anfibolitos, micaxistos, quartzitos e paragnaisses aluminosos. Frasca *et al.* (2010) e Ribeiro & Alves (2017) definem a unidade como ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, ortoquartzitos, anfibolitos, micaxistos e rochas calcissilicáticas. O complexo ocorre em uma faixa de direção N-S com largura de 30 a 40 km, estendendo-se até a região de Gurupi (Arcanjo *et al.*, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). O Granito Serrote se encontra nesta unidade, sendo um conjunto de corpos graníticos leucocráticos datado em 1,86 Ga e com idades modelo TDM (Idade Modelo do Manto

Empobrecido) entre 2,43 e 2,50 Ga (Arcanjo *et al.*, 2013). Baseado em dados geocronológicos de Rb-Sr, Barradas (1993) propõe idade em torno de 2,1 Ga. Estudos mais recentes apresentam idades entre 2,05 a 2,08 Ga (Pb-Pb), idade modelo TDM de 2,21 e 2,35 Ga com valores de ϵNd (t) entre -1,04 e +2,4, e interpretam a gênese do complexo como sendo influenciada predominantemente por material paleoproterozoico em ambiente tectônico envolvendo crosta oceânica com interação de núcleos siálicos mais antigos (Arcanjo & Moura, 2000; Arcanjo, 2002; Arcanjo, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). Estudos geocronológicos realizados por Fuck *et al.* (2002) forneceram idades U-Pb sobre zircões entre 2,13 e 2,14 Ga e idades modelo TDM entre 2,0 e 2,3 Ga com valores positivos de ϵNd de +0,86 e +2,40, que também indicam caráter juvenil.

Na região de estudo, encontram-se algumas suítes graníticas, com idades variando entre paleoproterozoica e neoproterozoica. Os eventos magmáticos de granitogênese ocorridos no paleoproterozoico, responsáveis pela formação das suítes, são interpretados como uma resposta ao fechamento de bacias de arcos vulcânicos no final deste período.

Dentre elas, podemos citar a **Suíte Intrusiva Ipueiras**, que foi primeiramente caracterizada como a composição de sete corpos graníticos e rochas vulcânicas cogenéticas (Bezerra *et al.*, 1981). Posteriormente, foi reclassificada por Chaves e Gorayeb (2007) em quatro plútons graníticos paleoproterozoicos: Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo. Segundo Chaves (2008), estes corpos têm características subalcalina e peraluminosa, com assinatura geoquímica indicativa de granitos anorogênicos e dispostos ao longo de uma faixa orientada NNE-SSW. A partir de datações em zircões pelo método Pb-Pb, Chaves e Gorayeb (2007) definiram o período de cristalização desses corpos graníticos em terrenos gnáissicos e granulíticos de idade em torno de 2,08 Ga. As idades modelo Sm-Nd com valores de TDM entre 2,19 a 2,15 e ϵNd (2,08 Ga) entre +2,5 e +2,9, indicam curto tempo de residência crustal para a rocha fonte da qual derivou este magmatismo granítico. Os valores de ϵNd indicam contribuição mantélica para a formação desses granitos, conferindo um caráter juvenil. Saboia (2009) fez uma correlação entre o *Granito do Carmo* e a Suíte Intrusiva Santa Rosa através da similaridade de idade, dos padrões de ETR e dos elementos traços. O referido autor propôs que essa associação ocorre decorrente da acreção juvenil paleoproterozoica durante a fase tardia atribuída ao Evento Transamazônico.

Outra suíte de idade paleoproterozoica foi definida por Cunha *et al.* (1981) como a **Suíte Serrote**. Esta suíte é caracterizada por um batólito granítico como fácies do Complexo

Goiano. O corpo é caracterizado por ter uma forma alongada segundo a direção NNE-SSW (18 km de comprimento e 14 km de largura), alojado em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. Além disso, *stocks* de monzogranitos e sienogranitos compõem a Suíte, segundo Costa *et al.* (1983). Os estudos geocronológicos feitos por Moura & Souza (1996) determinaram idades de 1,8 Ga em zircão pelo método Pb-Pb. Arcanjo (2002) obteve idades modelo entre 2,5 e 2,43 Ga e valores de ϵNd entre -6,01 e -5,21.

A **Suíte Vulcânica Santa Rosa** também faz parte das suítes paleoproterozoicas presentes na área. Esta suíte é caracterizada por uma sequência de rochas vulcânicas ácidas (riolitos, dacitos e piroclásticas, como tufos e brechas) com baixo grau metamórfico. Os estudos geocronológicos, realizadas por Sachett *et al.* (1996), determinaram idades de 2,1 Ga por meio do método de U-Pb, enquanto Saboia *et al.* (2009) obtiveram idades semelhantes pelo método U-Pb em 2,08 Ga e TDM entre 2,11 e 2,12 Ga, além de valores positivos de ϵNd que define, portanto, uma fonte mantélica paleoproterozoica com forte influência continental em níveis crustais rasos.

A compartimentação tectônica de Porto Nacional-Monte do Carmo relacionado ao LTB é dividida entre as classificações dos autores Gorayeb (1996) e Praxedes (2015). Gorayeb 1996 faz sua abordagem entre Porto Nacional-Monte do Carmo e Nova Rosalândia, que apresenta predominantemente terrenos granulíticos de origem orto- e paraderivada, além de terrenos gnáissicos, dentre eles os já descritos Complexo Granulítico Porto Nacional e Complexo Rio dos Mangues, e suas respectivas relações de surgimento na Zona de Cisalhamento Porto Nacional. Já Praxedes (2015), cuja área de estudo é localizada desde Dianópolis-TO até Pindorama-TO, fez uma abordagem de correlação através da geocronologia, da geofísica e da geologia, a fim de caracterizar o embasamento da Faixa Brasília e sua relação espacial envolvida com o LTB na porção centro sul do Tocantins.

O lineamento é uma estrutura de primeira ordem que atuou em todas as unidades pretéritas, gerando estruturas de segunda e terceira ordens, e remobilizando todo o conjunto de rochas existentes entre as faixas móveis Brasília, Paraguai e Araguaia, colocando lado-a-lado unidades que podem ser alóctones.

Ao longo do LTB, ocorrem as rochas relacionadas ao **Arco Magmático de Goiás (AMG)**, que é descrito como um terreno jovem localizado na porção oeste da Faixa Brasília, representando um expressivo episódio de acreção de crosta juvenil neoproterozoica durante a formação do supercontinente Gondwana (Pimentel & Fuck, 1992). O AMG é composto por

sequências metavulcanossedimentares associadas a ortognaisses tonalíticos a graníticos. Sua evolução começou há aproximadamente 900 Ma, como arco de ilha interoceânico (Pimentel & Fuck, 1992), com um evento magmático posterior entre 630-600 Ma durante o fechamento do Oceano Goiás-Pharusian (Cordani *et al.*, 2013). Ribeiro e Alves (2017) consideram a Formação Monte do Carmo como a extensão a nordeste do Arco Mágmatco de Goiás.

Existem controvérsias sobre o posicionamento do **Maciço de Goiás** (MG) no contexto tectônico da Província Tocantins. O MG é uma unidade geotectônica constituída essencialmente por: (I) terrenos arqueanos-paleoproterozoicos de complexos gnáissicos dômicos do tipo TTG e greenstone belts metamorfizados em fácies xisto verde a anfibolito inferior (Jost *et al.*, 2013); (II) complexos máficos ultramáficos acamadados (Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava) associados a sequências vulcanossedimentares (Correia *et al.*, 1997). Diversos autores propõem que o MG teria sido amalgamado na margem oeste da faixa Brasília durante a orogenia neoproterozoica (Jost *et al.*, 2013). No entanto, trabalhos recentes reinterpretem a história evolutiva do maciço, sugerindo que a acreção desse micro continente com a faixa Brasília teria ocorrido durante o paleoproterozoico (Cordeiro e Oliveira, 2017).

Segundo Soares (2005), os valores médios de velocidade da onda P (VP) e VP/VS (velocidade da onda S) da Faixa Araguaia, do Arco Mágmatco de Goiás, do Maciço de Goiás e sob o cinturão de dobras e empurrões a oeste do Cráton do São Francisco indicam crosta de composição félsica, exceto para a camada da crosta inferior pertencente ao domínio da Faixa Araguaia. Os dados possibilitaram separar a raiz máfica-ultramáfica dos terrenos do Arco Mágmatco de Goiás e apontar suturas neoproterozoicas relacionadas a subducção da placa do São Francisco para oeste e do Amazonas para leste, durante a formação da Província Tocantins. Estes resultados mostraram que a anomalia gravimétrica positiva do Brasil central é gerada pela ascensão do manto neoproterozoico sob a crosta mais fina do Arco Mágmatco de Goiás.

A **Formação Monte do Carmo** foi proposta por Costa *et al.* (1976) como uma sequência vulcanossedimentar composta por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e máficas, além de pacotes de arenitos, siltitos, ardósias, grauvacas, conglomerados e arcóseos. O pacote de rochas vulcânicas foi subdividido em duas sequências, conforme a compartimentação proposta por Saboia *et al.* (2009) e Braga *et al.* (2008): (I) Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinha composta por basaltos, gabros e andesitos e (II) Sequência Pedra Furada, composta por riolitos, dacitos e rochas piroclásticas félsicas com

tufos e brechas. As Idades modelo TDM obtidas por Saboia (2009) variam entre 1.91 e 0.86 Ga, indicando que a Formação Monte do Carmo foi derivada de fontes paleo- a neoproterozoicas. Ribeiro e Alves (2017) obtiveram idades U-Pb em brecha vulcânica e basalto andesítico de 643 ± 10 Ma e $588,8 \pm 8,6$ Ma, respectivamente. Frasca *et al.* (2010) e Saboia (2009) interpretam o ambiente de formação da sequência relacionado à abertura de um rifte continental.

Uma questão que permanece em aberto é a correlação entre a Formação Monte do Carmo e o Grupo Natividade. O **Grupo Natividade** foi distinguido inicialmente por Moore (1963) e denominado Série Natividade por Hasui *et al.* (1984). Costa *et al.* (1976) o definiram como um grupo constituído por uma sequência metassedimentar polideformada e metamorfizada em fácies xisto verde baixo. O grupo aflora de forma descontínua na região de Porto Nacional e Natividade-Almas (Saboia, 2009), sustentando serras e elevações de direção NE-SW a sudeste de Porto Nacional, na Serra Manoel do Carmo, e a sul-sudoeste de Monte do Carmo (Costa *et al.*, 1984 e Gorayeb, 1996). A unidade compreende quartzitos puros e micáceos intercalados com níveis de conglomerados polimíticos, filitos, mármore dolomíticos e ardósias, com frequentes estruturas sedimentares primárias, como marcas de onda, estratificação plano-paralela e cruzada tabular (Gorayeb, 1996). A ausência de intercalações de rochas vulcânicas não permite definir idade precisa para o Grupo Natividade, porém Marques (2009) discute a correlação do Grupo Natividade com as fases pós-rifte da Bacia Arai, que recebeu a deposição do grupo homônimo. Pimentel *et al.* (1991) atribui idade de 1771 ± 2 Ma (U-Pb) para a cristalização do riolito que ocorre na base da Formação Arraias, interpretando tal dado como a idade deposicional do Grupo Arai. Essas considerações colocam o Grupo Natividade como integrante dos processos de rifteamento que afetaram o Brasil Central durante o Estateriano (1,8 a 1,6 Ga).

Em relação ao magmatismo Neoproterozoico na região de Porto Nacional, Gorayeb (1996) descreveu a existência de outras suítes no final do referido período (em torno de 540 Ma). Tais suítes seriam produto de magmatismo que gerou associação de granitos alcalinos, charnockitos, anortositos e rochas máficas. Dentre elas, pode-se citar a **Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida**, a qual foi definida por Gorayeb (1996) como um plúton alongado na direção NNE-SSW, de 25 km de comprimento e 8 a 10 km de largura. Esta suíte se encontra inserida na Zona de Cisalhamento de Porto Nacional, encaixada em xistos da formação Morro de Aquiles. Os dados geocronológicos deram idades de 2.07 Ga em cristais

de zircão pelo método de evaporação de Pb (Gorayeb e Moura, 2001). Porém, Lima *et al.* (2008) defenderam que este dado corresponde a idades de zircões herdados de um material crustal mais antigo. As rochas máficas foram datadas por estes autores pelo método U-Pb em zircão, os quais obtiveram resultados de 526 Ma e 533 Ma, além de idade modelo (TDM) de 2160 Ma e ϵNd variando entre -7 e -12,24. Tais valores TDM são compatíveis com a contribuição de rochas pertencentes ao embasamento formado por rochas dos Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional.

A suíte neoproterozoica **Aliança** foi definida por Frasca (2010) como um conjunto de granitos, granodioritos e tonalitos peraluminosos, de idade em torno de 600 Ma. A suíte é composta por dois corpos intrusivos distintos: o tonalito-granodiorito Aliança e o tonalito Serra do Tapuio (Bizzi *et al.*, 2003). Os dois se apresentam amalgamados entre os Complexos Granulíticos Rio dos Mangues e Porto Nacional, e são assim interpretados como parte do embasamento da Faixa Araguaia.

A **Suíte Santa Luzia** é outra suíte definida com idade neoproterozoica, primeiramente chamada de Granito Santa Luzia. A suíte foi definida por Costa *et al.* (1983) como um conjunto de rochas graníticas, com morfologia arredondada e diques associados nas rochas metassedimentares do Grupo Estrondo. A expressão “Suíte Santa Luzia” foi empregada por Hasui *et al.* (1984) para integrar rochas de composição granítica e granodiorítica a esta unidade. Os estudos geocronológicos realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) obtiveram idades de 593 Ma em zircões segundo o método U-Pb, coincidente com a obtida por Frasca (2010).

A última suíte neoproterozoica da região é denominada **Suíte Lajeado**. Esta foi definida inicialmente por Barbosa *et al.* (1966) para caracterizar corpos graníticos próximos à cidade de Lajeado. Tal denominação foi utilizada posteriormente por Gorayeb *et al.* (2001, 2013) para agrupar três corpos graníticos paleoproterozoicos: Palmas, Matança e Lajeado. Ribeiro & Alves (2017) mantém a designação de Gorayeb *et al.* (2013) e adicionam o Granito Aroeiras, de dimensões reduzidas comparados aos outros da unidade. Os granitos dessa unidade possuem assinatura geoquímica subalcalina e caráter metaluminoso a peraluminoso (Gorayeb *et al.*, 2013). Os dados geocronológicos, obtidos pelo método de evaporação de Pb em zircão, revelam idades de cristalização entre 552 e 545 Ma. As análises isotópicas de Sm-Nd forneceram idades modelo TDM variando entre 2,1 e 1,7 Ga e valores de ϵNd (0,55 Ga) variando entre -10 e -13, sugerindo envolvimento da crosta Paleoproterozoica na formação

destes granitos (Gorayeb *et al.*, 2013). Segundo estes autores, a Suíte representa, portanto, uma granitogênese do tipo A tardi-colisional, desenvolvida em regime extensional marcando o final da evolução da Faixa Araguaia.

De idade paleozoica, a borda sul da **Bacia do Parnaíba** se encontra na região de estudo. Na literatura mais antiga, é identificada pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. A bacia intracratônica, de 665.888 km², localiza-se entre os Crátons Amazônico e São Francisco, distribuída pelos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará (Vaz *et al.*, 2007). Com comprimento de aproximadamente 1.000 km e 970 km de largura, a bacia apresenta forma elíptica, contendo uma pequena espessura em comparação à sua grande extensão, relacionada à subsidência termal flexural, que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozoico (Figueiredo & Raja-Gabaglia, 1986). A espessura da coluna sedimentar atinge cerca de 3.500 metros no local de máxima deposição (Vaz *et al.*, 2007), com 500 metros de rochas básicas na forma de soleiras e derrames e 3.000 metros de rochas sedimentares siliciclásticas (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007). As rochas são sedimentos depositados durante diversos ciclos transgressivos-regressivos (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007), com ocorrência de rochas metamórficas e ígneas de idades variadas. Almeida & Carneiro (2004) afirmam que o desenvolvimento da bacia ocorreu a partir do embasamento continental durante a fase de estabilização da plataforma Sul-Americana, e sua subsidência ocorreu no Ciclo Brasileiro devido a eventos térmicos pós-orogênese. A Bacia do Parnaíba se destaca na morfologia apresentando escarpas, planaltos e planícies formando o *Graben* de Porto Nacional (Gorayeb, 1996). Cinco superssequências deposicionais foram divididas na estratigrafia: Grupo Serra Grande (Siluriano); Grupo Canindé (Mesodevoniano-Carbonífero); Grupo Balsas (Neocarbonífera-Eotriássica); Formação Pastos Bons (Jurássico) e Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (Cretáceo) (Vaz *et al.*, 2007).

Na região de Monte do Carmo, as coberturas sedimentares de idades paleozoicas recobrem em relação de discordância grande parte da área, onde afloram as rochas do Grupo Canindé e do Grupo Serra Grande. O **Grupo Canindé** é representado pela Formação Pimenteiras, de idade Devoniana (Góes & Feijó, 1994), sobreposto aos chapadões da Serra do Lajeado, a norte da área do projeto Monte do Carmo, além de ocupar extensas áreas em ambas as margens do Rio Tocantins. Consiste, principalmente, de folhelhos cinza-escuros a pretos esverdeados, em parte bioturbados. São radioativos, ricos em matéria orgânica e representam a ingressão marinha mais importante da bacia (Vaz *et al.*, 2007). Diversas estruturas sedimentares podem ser observadas, assim como a ciclicidade deposicional. Della

Fávera (1990) descreveu estratificação cruzada tabular ou sigmoidal, e uma mudança de tendência transgressiva para regressiva na passagem gradacional para a Formação Cabeças, que é sobreposta. Além disso, eventos de tempestades podem ser evidenciados pela presença de estruturas como *hummocky* e camadas de base plana e topo ondulado, além de corpos arenosos sigmoidais. A deposição é interpretada como de ambientes neríticos plataformais, variando desde plataforma interna, até plataforma aberta com intercalações de siltito e arenito. A sedimentação remete a um ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades. A Formação Pimenteiras limita os depósitos da planície do Tocantins desde 30 km ao sul de Lajeado até Porto Nacional, onde é substituída por rochas do embasamento (Góes & Feijó, 1994).

O **Grupo Serra Grande** é representado pela Formação Jaicós, de idade Siluriana (Costa 1984). Ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutido no interior de *grábens* na borda da Bacia do Parnaíba. O contato com a Formação Pimenteiras, a sudeste do município de Palmas, se dá por falha normal e de forma discordante sobre o Granito Lajeado. Ocupa, ainda, áreas abatidas por falhamentos, na margem oeste do Rio Tocantins, além de aflorar na base da Serra das Cordilheiras, entre 5 e 10 km a oeste do município de Porto Nacional. A formação é caracterizada por arenitos médios conglomeráticos, localmente arcoseanos, mal selecionados e imaturos texturalmente. A presença de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, acamamento plano-paralelo e canais de corte e preenchimento é frequente. O ambiente deposicional é interpretado como fluvial entrelaçado, dominado por areias com cascalhos subordinados (Góes & Feijó, 1994).

A Bacia do Parnaíba é truncada por três principais lineamentos que foram responsáveis pelo controle das direções deposicionais até o Eocarbonífero, são eles: Pico-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Lineamento Transbrasiliano (Vaz *et al.*, 2007). No Estado do Piauí, algumas intrusões kimberlíticas como as de Redondão, Gilbués e Fazenda Largo, foram encontradas na bacia. As intrusões são de idade cretácea e foram interpretadas como resultado do Lineamento Transbrasiliano (Kaminsky *et al.*, 2009).

Por fim, na área de estudo, podemos destacar ocorrência de **coberturas detrítico-lateríticas ferruginosas**, compostas por quartzo e argilominerais, e horizontes concrecionários de óxidos e hidróxidos de ferro. Segundo Ribeiro e Alves (2017), esses depósitos recobrem parcialmente várias unidades da área de estudo. Nos domínios da Bacia do Parnaíba, as coberturas se desenvolveram quase exclusivamente sobre os siltitos argilosos

e arenitos finos da base da Formação Pimenteiras. Estas coberturas são também expostas em vasta área plana no topo da Serra do Lajeado. Já as coberturas desenvolvidas sobre as rochas da Faixa Araguaia são mais restritas, descontínuas e pouco espessas. Geralmente representam platôs lateríticos constituídos por materiais detríticos diversos, como areia, fragmento de rocha e de veios de quartzo.

Há também **coberturas do quaternário**, caracterizadas por Ribeiro & Alves (2017) como pacotes arenosos com gradação para níveis de granulação mais grossa até níveis conglomeráticos mosqueados, compactados por uma matriz argilosa. Estes sedimentos inconsolidados são relacionados com a evolução do Rio Tocantins alinhado N-S, cujo fluxo de montante para jusante é direcionado da parte meridional para a parte setentrional.

Com intuito de sintetizar a evolução do conhecimento e das unidades descritas nesse capítulo, os principais supergrupos e formações individualizadas foram agrupadas na Tabela 3.2.1 a seguir, de acordo com os critérios geocronológicos. As idades obtidas nos anortositos foram atribuídas a zircões herdados no trabalho de Lima (2008).

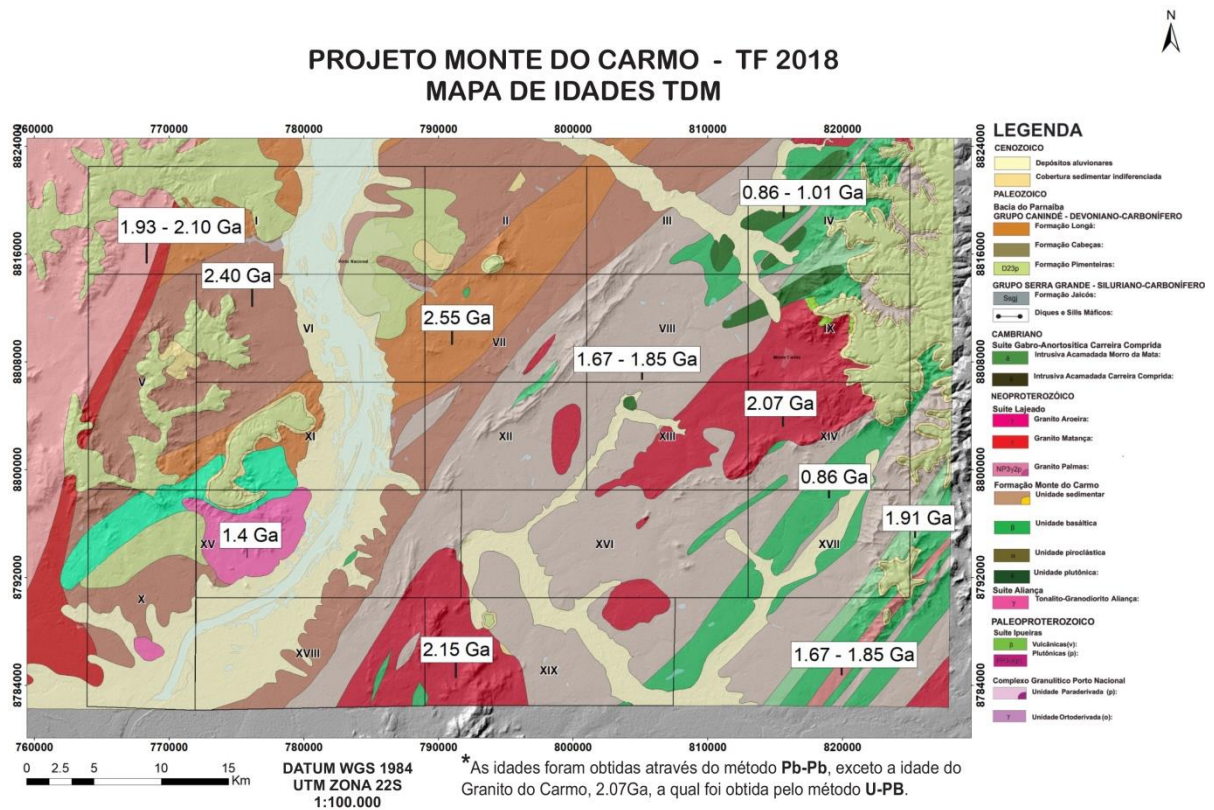
Tabela 3.2.1: Unidades descritas, apresentando as idades e os autores.

Unidade		Idade (Ma)	T _{DM} (Ga)	εND _(t)	Autores
Suíte Lajeado	Granito Arueira	571±2 Ma (Pb-Pb)	-	-	Quaresma e Kotschoubey (2001)
		-	1,4 Ga	(0,55) -4,73	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Lajeado	547±4 Ma (Pb-Pb)	1,71 e 1,86 Ga	(0,55 Ga) -10,5 e -9,8	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		554±5 Ma (U-Pb)	1,82 Ga	(0,55 Ga) -9,16	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Matança	552±4 Ma (Pb-Pb)	1,93 e 2,10 Ga	(0,55 Ga) -13,3 e -13,1	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		551±4 Ma (U-Pb)	1,58 Ga	(0,55 Ga) -10,31	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Palmas	548±2 Ma (Pb-Pb)	1,73 e 1,81 Ga	(0,55 Ga) -10,3	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		-	1,67 Ga	(0,55 Ga) -9,73	Ribeiro e Alves (2017)
Formação Monte do Carmo	Máficas	-	Entre 0,86 e 1,01 Ga	(0,588 Ga) Entre +1,08 e +3,10	Saboia (2009)
	Arcóseo	-	1,67 e 1,85 Ga	(0,588 Ga) -8,96 e -11,11	Saboia (2009)
	Piroclástica félsica	Idade máxima de deposição em torno de 600 Ma (Pb-Pb)	1,54 a 1,91 Ga	(0,588 Ga) -5,32 e -10,37	Saboia (2009)
	Andesitos	588±8 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
	Brecha vulcânica	643±10 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Aliança: Granodiorito-Tonalito Aliança		593±59 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Grupo Natividade		Idade máxima de deposição de 1779±6 Ma	-	-	Silva <i>et al.</i> , (2005)
Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida	Intrusão Carreira Comprida	2071±4 Ma (Pb-Pb) ⁱ	-	-	Gorayeb e Moura (2001)
	Intrusão Rio Crixás	526 ± 5 (U - Pb)	2,16 Ga	(1,68 -2,16 Ga) entre -7 e -12,24	Lima <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Ipueiras	Granito do Carmo	2045±34 Ma (Pb-Pb)	-	-	Sachett <i>et al.</i> , (1996)
		2048±13 Ma (U-Pb)	2,13 Ga	(2,04 Ga) +2,05	Saboia <i>et al.</i> , (2009)
		2083±21 Ma (U-Pb)	1,99 e 2,07 Ga	(2,08 Ga) +3,35 e +3,52	Maia (2016)
	Granito Arcias	2086±5 Ma (Pb-Pb)	2,18 e 2,19 Ga	(2,08 Ga) +2,27 e +2,26	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
	Granito Itália	2078±4 Ma (Pb-Pb)	-	-	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
	Granito Ipueiras	2073±2 Ma (Pb-Pb)	2,15 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,49 e +2,89	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Vulcânica Santa Rosa		2137±12 Ma (Pb-Pb)	-	-	Sachett <i>et al.</i> , (1996)
		2086±10 Ma (U-Pb)	2,11 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) entre +2,2 e +2,9	Saboia (2009)
Complexo Rio dos Mangues	Ortoderivados	Entre 2054±4 Ma e 2086±16 Ma (Pb-Pb)	2,25; 2,21 e 2,35 Ga	(2,06 Ga) +0,86 e -1,04; (2,12 Ga) +2,40	Arcanjo (2002)
	Paraderivadas	Proveniência entre 2000 e 2250 Ma, com tendência em 2100 Ma	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Complexo Granulítico Porto Nacional	Ortoderivadas	-	2,40 Ga	-	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000);
		2097±2; 2153±1 e 2125±3 Ma (Pb-Pb)	-	(2,15 Ga) +0,97 e +2,16	Gorayeb & Moura (2002)
	Paraderivadas	2072±3 a 2110±3 Ma (Pb-Pb)	2,55 Ga	(2,15 Ga) -1,56	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000); Gorayeb & Moura (2002)

Fonte: Projeto Monte do Carmo 2018.

A seguir está representado também o mapa de idades TDM para as unidades do Projeto Monte do Carmo, estabelecidas na literatura (Figura 3.2.2).

Figura 3.2.2: Mapa de Idades TDM do Projeto Monte do Carmo.



Mapa Geológico adaptado de CPRM (2017) com idades geocronológicas extraídas de Gorayeb et al. (2000); Quaresma e Kotschoubey (2001); Gorayeb & Moura (2002); Arcanjo (2002); Chaves et al. (2008); Saboia (2009); Gorayeb et al. (2013); Maia (2016) e Ribeiro e Alves (2017).

4 Geologia do Projeto Monte do Carmo

4.1 Unidades Litoestratigráficas

As unidades litoestratigráficas que compõem o Projeto Monte do Carmo foram mapeadas em escala 1:50.000 e definidas com base em critérios petrográficos, estruturais, deformacionais e metamórficos. A partir da identificação e descrição dessas unidades, e com o auxílio do sensoriamento remoto e da aerogeofísica, foi possível a elaboração do mapa geológico do Projeto Monte do Carmo (Anexo 1). As unidades da área de estudo ocorrem de maneira geral em um *trend* preferencial NE-SW, que pode ser observado nos produtos geofísicos de magnetometria.

Os afloramentos são escassos, devido às condições climáticas e geomorfologia da região. Eles ocorrem principalmente como lajedos, blocos (rolados, basculados, *in situ*) e matacões. As melhores exposições desses afloramentos são geralmente em leitos de drenagens, morrotes e ao longo de cortes de estrada.

4.1.1 Complexo Porto Nacional (PP2γpn)

O Complexo Porto Nacional (CPN) está localizado a oeste da área do projeto Monte do Carmo, é composto por rochas paraderivadas e ortoderivadas dispostas em faixas anastomosadas com *trend* que varia de E-W a NE-SW. Aflora nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X e XI. As rochas pertencentes a essa unidade estão associadas a um baixo topográfico, onde os melhores afloramentos ocorrem próximos às rochas dos grupos Serra Grande e Canindé.

A unidade ortoderivada (PP2γpn(o)) compreende granada-hornblenda gnaisses tonalíticos, clinopiroxênio-ortopiroxênio-biotita gnaisses tonalíticos, olivina-plagioclásio-piroxênio gnaisses, cianita-plagioclásio-hornblenda gnaisses, anfíbolitos, granulitos máficos, clorita-talco-tremolita xistos, enderbitos e metamáficas.

A unidade paraderivada (PP2pn(p)) compreende gnaisses feldspáticos, estaurolita-silimanita-granada gnaisses, biotita-hornblenda-grafita gnaisses, silimanita-granada-biotita gnaisses, cianita-silimanita-granada gnaisses, gonditos, granitos peraluminosos e xistos grafitosos. Os gonditos ocorrem como blocos isolados, sem um padrão associado aos pontos de ocorrência do mesmo, enquanto os xistos grafitosos ocorrem como lentes dentro dos paragnaisses.

Os corpos das rochas paraderivadas ocorrem na forma de lentes, intercalados dentro da unidade ortoderivada, em geral alongados e paralelos à estruturação regional. As rochas do Complexo Porto Nacional estão metamorfizadas em fácies granulitos.

4.1.2 Formação Morro do Aquiles (PP2ma)

A Formação Morro do Aquiles (FMA) está localizada na parte centro norte e sudoeste do projeto Monte do Carmo e é limitada por contatos tectônicos e por zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE. Ocorre principalmente nas subáreas II, VI, VII e XII.

A formação compreende granada-muscovita xistos, granada-hornblenda gnaisses, muscovita-biotita gnaisses, migmatitos, andaluzita xistos, metabásicas, metaultrabásicas, gonditos e xistos grafitosos. Os xistos grafitosos e os gonditos ocorrem de forma restrita nessa unidade, em meio aos paragnaisses e aos xistos.

4.1.3 Plutônicas Sin- a Tardi-tectônicas (PP2 γ (pst))

As rochas plutônicas situadas no centro norte do Projeto Monte do Carmo, principalmente na subárea VII, são representadas por três corpos graníticos intrusivos nos xistos da Formação Morro do Aquiles. Elas correspondem aos granitos Torre, Santana e Manduca.

Os granitos afloram em vegetação de mata densa e relevo movimentado, contornados por xistos da Formação Morro do Aquiles. A fácies que prevalece é biotita granito médio, de textura inequigranular. O Granito Torre se localiza no limite das subáreas II e VII, o Santana entre as subáreas VI e VII e o Manduca ocorre tanto na VII quanto na XII. São rochas de caráter peraluminoso, caracterizadas como sin- a tarditectônicas.

4.1.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa (PP3 γ i (v))

A Suíte Vulcânica Santa Rosa se encontra na porção leste da área do projeto, restrita às subáreas IV, IX, XVI, XVIII e XIX. A melhor exposição está localizada a norte da cidade de Monte do Carmo, constituída por blocos e lajedos ao longo do Córrego Santa Rosa. As rochas são classificadas como riolitos, dacitos, ignimbritos e tufos, que ocorrem associados ao Granito do Carmo.

4.1.5 Suíte Ipueiras (PP3 γ i(p))

A Suíte Ipueiras aflora nas porções centro-sul e leste da área do projeto. Seus corpos estão alongados e apresentam dimensões de batólito, cujo maior corpo apresenta cerca de 24

km de comprimento e o menor, 14 km. As melhores exposições afloram próximo ao município de Monte do Carmo e em fazendas nos arredores (Subáreas IX, XIII, XIV e XVIII).

Esta unidade é representada por biotita-sienogranitos, hornblenda-biotita-monzogranitos, sienogranitos, monzogranitos, leucomonzogranitos, calcita-clorita-metagranitos e granodioritos.

4.1.6 Suíte Aliança (NP3 γ a)

A Suíte Aliança é um corpo de forma alongada nas subáreas da porção oeste do Projeto Monte do Carmo, aproximadamente paralelo às rochas da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida, fazendo contato tectônico com o Complexo Porto Nacional (por meio da Falha Brasil Escola) e com o Granito Matança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional). Em algumas porções, essas rochas são encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé.

A unidade é representada por hornblenda-biotita-granodioritos, biotita-monzogranitos, tonalitos, granito gnaisses, hornblenda-biotita-diorito, biotita gnaisse tonalítico e metatexitos.

4.1.7 Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada (Xpi)

Aflora na porção central da área, na Serra Manoel do Carmo, limitada a leste pela Zona de Cisalhamento Primavera e a oeste pela Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo, com cerca de 38 km de comprimento. Encontra-se também na porção central como um corpo expressivo de 22 km de extensão, e no nordeste e sudeste da área com exposições restritas. A unidade é constituída predominantemente por quartzitos puros, mas também por rochas metabásicas, metavulcanoclásticas, metassiltitos, filitos e metaconglomerados polimíticos.

4.1.8 Intrusões Máficas-Ultramáficas

As intrusões máficas-ultramáficas localizadas a leste da Serra Manoel do Carmo afloram desde o extremo nordeste da área do projeto até a porção sul. Apesar de apresentar poucos afloramentos, são rochas com elevada resposta magnética. Desta forma, a delimitação de seus corpos foi feita com o auxílio de produtos de aeromagnetometria.

Os corpos aflorantes na área em estudo são denominados Monte do Carmo e VE3, com maiores expressões nas subáreas IV, IX e XIV. A unidade é composta por Ti-hematita-clorita-quartzo xisto, quartzo-clorita xisto, epidoto-clorita anfibolito, talco-tremolita xisto,

gabros, actinolita-epidoto xisto, epidoto-clorita xisto e hornblenda piroxenito, divididos em Intrusivas Máficas (NP δ) e Intrusivas Ultramáficas (NP μ).

4.1.9 Formação Monte do Carmo

A Formação Monte do Carmo está localizada no extremo sudeste da área do projeto. As melhores exposições afloram no caminho para a Fazenda da Escadinha, na subárea XVII. É constituída pela Unidade Sedimentar, com as fácies psamopelítica (NP3mca), psamítica lítica (NP3mcaal) e psefítica (NP3mcacg), e pela Unidade Vulcânica, com as fácies vulcânica básica (NP3 β mca), vulcânica intermediária (NP3 β mcd) e vulcânica ácida (NP3 α ca). Os litotipos que representam a unidade são conglomerados polimíticos, grauvas líticas, grauvas, arcóseos, rochas piroclásticas, riolitos, andesitos, actinolita-clorita xistos e basaltos.

4.1.10 Suíte Lajeado (NP3 γ 2mt)

A Suíte Lajeado é composta por dois corpos graníticos na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, cujo contato com as rochas da Suíte Aliança é tectônico, denominado Zona de Cisalhamento Porto Nacional. Em algumas porções essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Há exposições nas subáreas I, V, X e XV. Essa unidade é representada pelo hornblenda-biotita sienogranito do Granito Matança, e pelos granitos peraluminosos do Granito Aroeira.

4.1.11 Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida

A Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida aflora nas subáreas V, X, XI, XII e XV, paralela às rochas do Complexo Porto Nacional, na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo. O contato é tectônico com as rochas da FMA e intrusivo com o Granito Aroeira (Suíte Lajeado). Em algumas porções, os sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé recobrem esta unidade. Essa unidade é representada por meta-anortositos e hornblenda gabros das intrusões Carreira Comprida (e1 δ cc) e Morro da Mata (e1 δ mm), respectivamente.

4.1.12 Grupos Serra Grande e Canindé

As rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba recobrem variadas unidades litológicas nos extremos leste e oeste da área do projeto, constituindo serras escarpadas que bordejam a região, além de perfis que podem ser visualizados em cortes de estradas. A Formação Jaicós é

sobreposta sobre as unidades proterozoicas do embasamento com discordância erosiva. O contato entre a Formação Itaim e a Formação Pimenteiras é caracterizado como transicional.

A Formação Jaicós (Ssgj) é composta por quartzo arenitos, arenitos grossos, siltitos, paraconglomerados e ortoconglomerados, predominando os litotipos mais grossos. A Formação Itaim é constituída por intercalações entre níveis de siltito com estratos de arenitos finos e médios. Já a Formação Pimenteiras (D23p) é formada por siltitos de coloração marrom claro a acinzentada e por arenitos ferruginosos.

4.1.13 Diques e Soleiras

As rochas atribuídas aos diques e soleiras juro-cretáceos afloram predominantemente na porção leste da área do projeto, nas subáreas XIII, XIV e XVI. Eles apresentam padrão característico nos produtos geofísicos de magnetometria e são constituídos por gabros e diabásio, direcionados segundo as direções E-W e NE-SW.

4.1.14 Depósitos Lateríticos (Nqdl)

As crostas lateríticas estão dispostas em todas as subáreas do Projeto Monte do Carmo, com extensão variável. Apresentam-se em áreas de relevo aplainado e topo de morro, sempre recobrando unidades mais antigas. Foram encontradas na área do projeto crostas lateríticas vermiformes e conglomeráticas, ambas com matriz hematítica e presença de caulinita e goethita.

4.1.15 Depósitos Aluvionares (Q2a)

Os depósitos aluvionares são caracterizados como sedimentos inconsolidados associados a drenagens e áreas alagadas, apresentando uma fração cascalhenta a arenosa, além de sedimentos finos com matéria orgânica. As áreas mais expressivas desses depósitos estão associadas ao Rio Tocantins, com ocorrências menores associadas a drenagens de menor porte, nas subáreas I, II, III, IIII, VI, VIII, X, XI, XII, XIII, XV, XVI, XVIII e XIX.

4.2 Arcabouço Geofísico

4.2.1 Aeromagnetometria

Os lineamentos definidos a partir dos produtos geofísicos de aeromagnetometria são capazes de fornecer importantes informações a respeito da concentração e/ou tipo da mineralogia magnética, das feições estruturais (a partir de feições lineares regionais) e do arcabouço estrutural regional. Desta forma, o produto aeromagnetométrico auxilia na identificação das principais falhas, das zonas de cisalhamentos (rúpteis, rúpteis-dúcteis e dúcteis) e dos grandes dobramentos, assim como sua cinemática regional.

No Projeto Monte do Carmo (PMC) foi feita uma análise dos produtos da aeromagnetometria da seguinte forma:

1. Delimitação dos grandes lineamentos estruturais a partir dos produtos do TILT, 1Dz e GHT com posterior divisão dos domínios estruturais marcados preferencialmente pela direção de seus lineamentos. O principal objetivo dessa análise foi auxiliar o entendimento do arcabouço estrutural e comparação com a resposta em superfície dos corpos rochosos da região.

2. Delimitação de lineamentos superficiais com o auxílio do SA3D junto a 1Dz, com a divisão dos domínios a partir da presença de minerais magnéticos. O principal objetivo dessa análise foi separar os domínios com base na assinatura magnética.

4.2.1.1 Domínios Magnético-Estruturais

A partir dos produtos da aeromagnetometria disponíveis para o Projeto Monte do Carmo, foi possível a divisão da área em cinco domínios estruturais distintos com base no padrão e orientação dos lineamentos magnéticos.

O domínio I representado no setor oeste do PMC, é observado em apenas uma parte das subáreas I e V. Esse domínio é caracterizado por lineamentos orientados predominantemente na direção E-W na porção sul, que se modificam para NE a norte com algumas feições NW de menor expressão.

O domínio II intercepta a porção oeste do PMC. É limitado por duas falhas transcorrentes de cinemática sinistral, a leste e a oeste, com direção NE, formando uma zona de cisalhamento regional. Esse domínio é caracterizado por lineamentos longos e contínuos delimitando sigmoides quilométricos. Na porção sul, os lineamentos possuem uma direção

predominante E-W e tendem à direção NE na parte central, retornando para E-W a norte. Também estão presentes alguns lineamentos de direção NW, relacionadas a falhas e fraturas antitéticas da zona de cisalhamento.

O domínio III abrange as subáreas dos extremos nordeste ao sudoeste do PMC. Nesse domínio os lineamentos possuem uma direção predominantemente NE, como sigmoides discretos de cinemática sinistral, chegando até 10 km de comprimento.

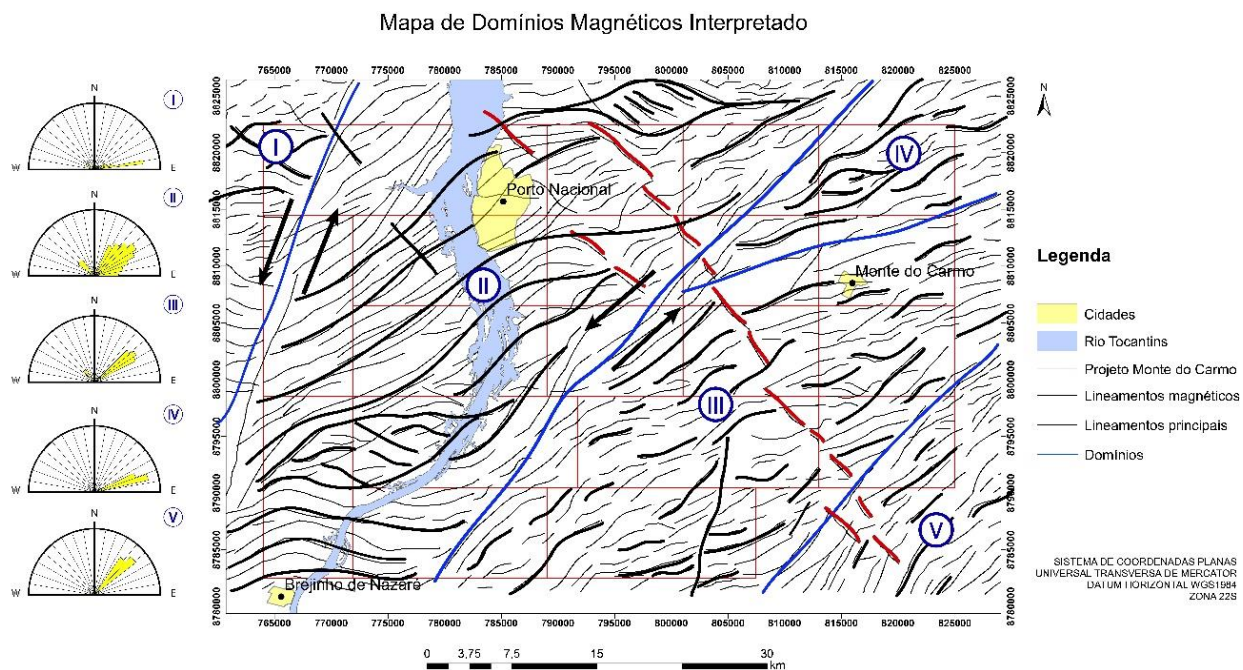
O domínio IV intercepta as subáreas situadas a leste do projeto. Nele os lineamentos ocorrem predominantemente com direção NE, embora também ocorram direções NW subordinadas.

O domínio V compreende as áreas do extremo sudoeste do projeto e é caracterizado por lineamentos de direção NE bem delimitados.

A direção predominante de estruturação dos domínios é, portanto, NE com algumas porções E-W e N-S relacionadas às curvas dos sigmoides que são afetados por cinemática predominantemente sinistral. Na porção central do PMC, diques de diabásio estão encaixados nos lineamentos NW, cortando toda a área de NW para SE.

Dessa forma, foi gerado o mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT) mostrado a seguir (Figura 4.2.1).

Figura 4.2.1: Mapa dos lineamentos estruturais interpretados na área do Projeto Monte do Carmo. As linhas azuis delimitam os 5 domínios, nomeados por algarismos romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam possíveis diques. À esquerda da imagem podem ser observadas as rosetas mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio.



4.2.1.2 Domínios Magnético-composicionais

Foram gerados também mapas de domínios magnetométricos divididos com base na assinatura magnética correspondente, a partir da interpretação dos produtos da 1Dz juntamente com o SA3D. São 11 domínios magnéticos ao todo (Figura 4.2.2), e a Tabela 4.3.1 aborda as principais características de cada um deles.

Figura 4.2.2: Mapa de domínios magnéticos SA3D para a área do Projeto Monte do Carmo.

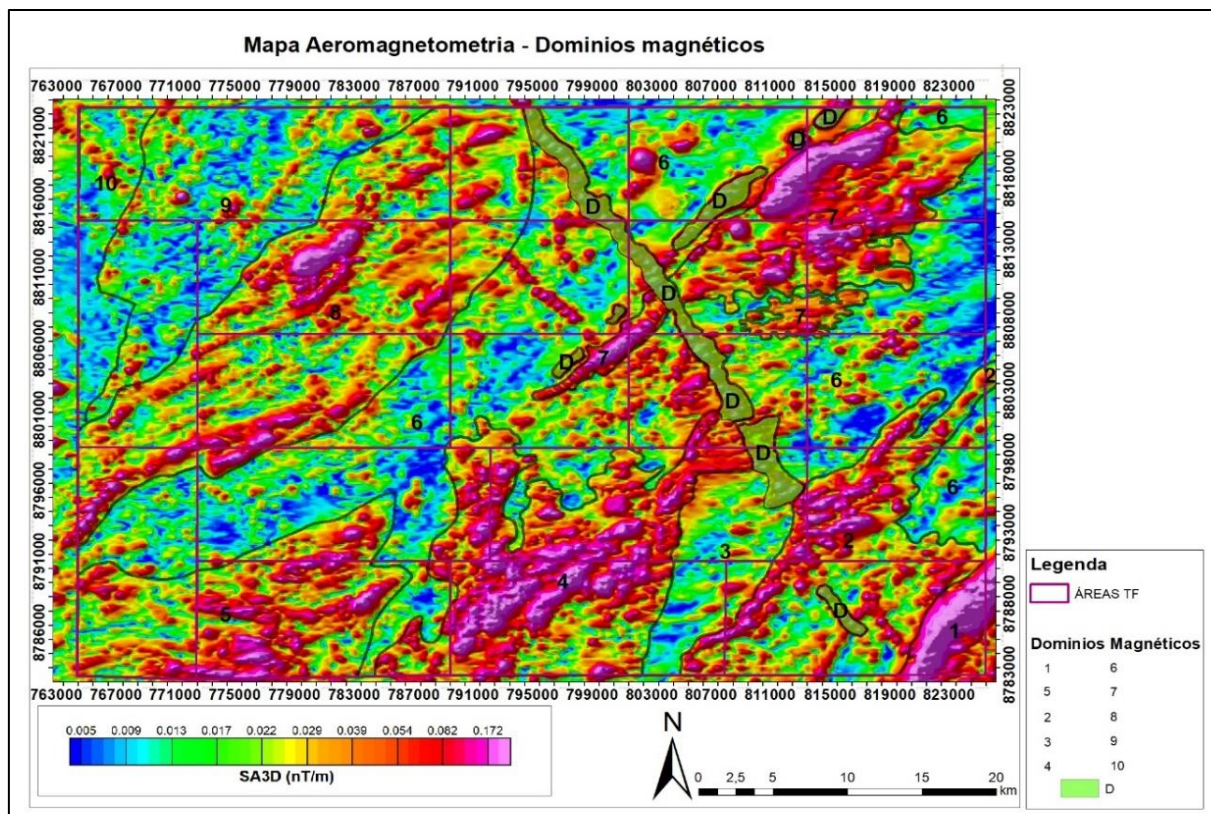
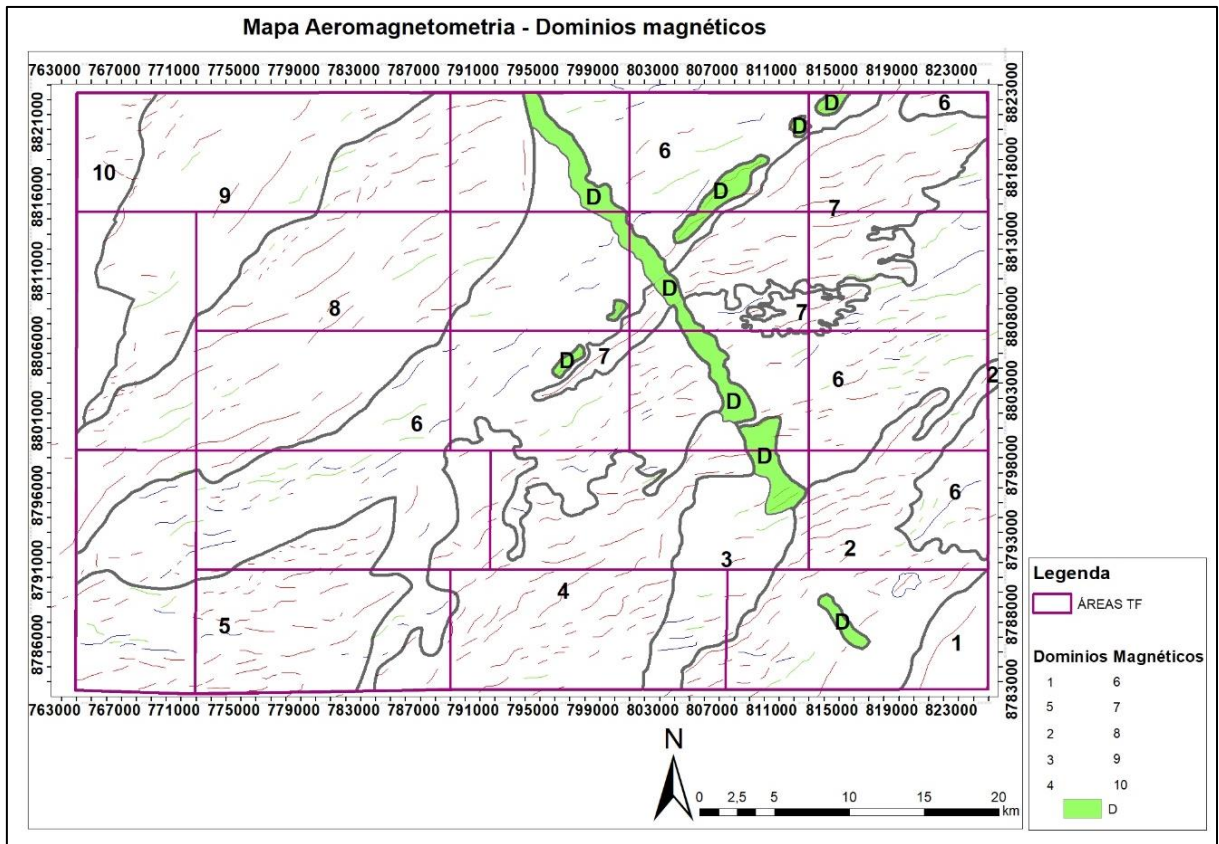


Figure 4.2.3: Mapa de domínios a partir dos sinais analíticos.



A tabela a seguir descreve as principais características dos 11 domínios delimitados com base na assinatura magnética.

Tabela 4.2.1: Características dos principais domínios com base na assinatura magnéticas.

DOMÍNIO	DESCRIÇÃO
1	Domínio marcado por amplitude muito alta, homogêneo, com valores de 0,172 nT/m. O alinhamento preferencial é N45E.
2	Domínio marcado por amplitude alta a muito alta, com valores que variam de 0,082 a 0,172 nT/m, não homogêneos, com sinal enfraquecendo de noroeste para sudeste no interior do domínio. Ele é definido por um <i>trend</i> NE de alta amplitude com tendência sigmoidal.
3	Domínio com amplitude baixa, que varia até amplitudes médias em eventuais locais do domínio, apresentando um <i>trend</i> NS bem marcado. A amplitude tem sinal entre 0,005 e 0,013 nT/m. Alguns locais apresentam amplitude alta com <i>trend</i> EW.
4	Anomalia magnética sigmoidal, com <i>trend</i> preferencial NE dos lineamentos de alta intensidade. Homogêneo, apresenta sinal entre 0,082 e 0,172 nT/m.
5	Domínio magnético em que o padrão dos lineamentos varia de alta a baixa intensidade de oeste para leste, respectivamente, seguindo <i>trend</i> EW e curvando para NE. Na parte leste, o domínio apresenta baixa intensidade, de 0,017 a 0,022 nT/m. Na porção centro-leste, amplitude é de 0,082 nT/m e varia até 0,172 nT/m.
6	Domínio de baixa intensidade, que confere estruturação NE aos lineamentos de baixa amplitude. Eventuais corpos de alta intensidade estão presentes no domínio, e os lineamentos se apresentam como pequenos sigmóides. A intensidade é 0,005 a 0,013 nT/m.
7	Domínio de alta intensidade (0,172 nT/m), estruturalmente marcado pelo <i>trend</i> NE. Em domínios centrais o valor do sinal é reduzido para 0,082 nT/m.
8	Domínio caracterizado por lineamentos sigmoidais, que variam de alta a baixa intensidade. O sinal é moderado e menos homogêneo em relação aqueles dos demais domínios. O sinal máximo é de 0,082 nT/m, mas são frequentes valores de 0,039 nT/m e 0,005 nT/m.
9	Domínio de baixa intensidade, marcado por lineamentos sigmoidais. Existem eventuais lineamentos de alta intensidade. O sinal é em média de 0,005 nT/m, porém corpos alinhados são bem definidos com estruturação NE.
10	O domínio é marcado por <i>trend</i> NW dos lineamentos de alta e baixa intensidade. O sinal é predominantemente fraco (0,005 nT/m).
D	São corpos de alta intensidade alinhados segundo os <i>trends</i> NE e NW, com valores médios de 0,082 nT/m.

A partir da análise dos dados aeromagnetométricos, é possível interpretar:

- i) Há estruturação com *trend* principal NE, além de diferenças na amplitude do sinal e presença de estruturas menores com formatos sigmoidais. As estruturas regionais representam zonas de cisalhamentos com cinemática sinistral e sigmoides associados.
- ii) Existem duas gerações de diques, uma NE e outra NW, representados pelo domínio D, correlacionadas com dados de campo.
- iii) Existe sobreposição entre a estruturação extraída da magnetometria e as lineações extraídas do MDE (Modelo Digital de Elevação).
- iv) As variações da amplitude do sinal analítico estão associadas a diferentes unidades. Em locais onde a amplitude do sinal aumenta drasticamente é possível observar corpos máficos-ultramáficos (MUM). Em domínios de rochas félsicas com minerais magnéticos a amplitude se apresenta alta a moderada, assumindo valores baixos na presença de rochas metassedimentares ou sedimentares sem os referidos minerais.
- v) Existe uma estruturação N-S que coloca rochas com alta e baixa amplitude magnética lado a lado, indicando possíveis falhas.
- vi) A partir do método da susceptibilidade magnética, os domínios supracitados indicam contraste entre rochas de composição magnética e outras sem magnetismo associado. Porém este não é o método mais adequado para traçar contatos regionais, sendo melhor indicado para a definição do arcabouço estrutural, como principais zonas de cisalhamentos e falhas.

4.2.2 Gamaespectrometria

Os produtos gerados no processamento dos dados gamaespectrométricos foram:

- 1) Potássio (K): Contagem total de potássio, dada em valor percentual (%);
- 2) Tório (eTh): Contagem total de equivalente de tório em partes por milhão (ppm);
- 3) Urânio (eU): Contagem total de equivalente de urânio em partes por milhão (ppm);
- 4) eU/eTh: Razão entre os equivalentes dos elementos urânio e tório;
- 5) eU/K: Razão entre o equivalente do elemento urânio e o elemento potássio;
- 6) K/eTh: Razão entre o elemento potássio e equivalente do elemento tório;
- 7) CT: Contagem total, com somatório dos isótopos dos três elementos, dada em porcentagem (%);

8) RGB: Combinação ternária entre K, eTh e eU, dada nas cores vermelho, verde e azul, respectivamente;

9) CMY: Combinação ternária entre K, eTh e eU, nas cores ciano, magenta e amarelo, respectivamente.

O produto principal utilizado para a interpretação e delimitação de domínios gamaespectrométricos foi a composição ternária RGB, resumida pela divisão de regiões que apresentam respostas distintas para os radioelementos quantificados durante a aquisição do dado.

O mapa de domínios gamaespectrométricos está representado na Figura 4.3.4 abaixo, e a Tabela 4.2.2 apresenta suas principais características.

Figura 4.2.4: Domínios gamaespectrométricos da área do Projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.

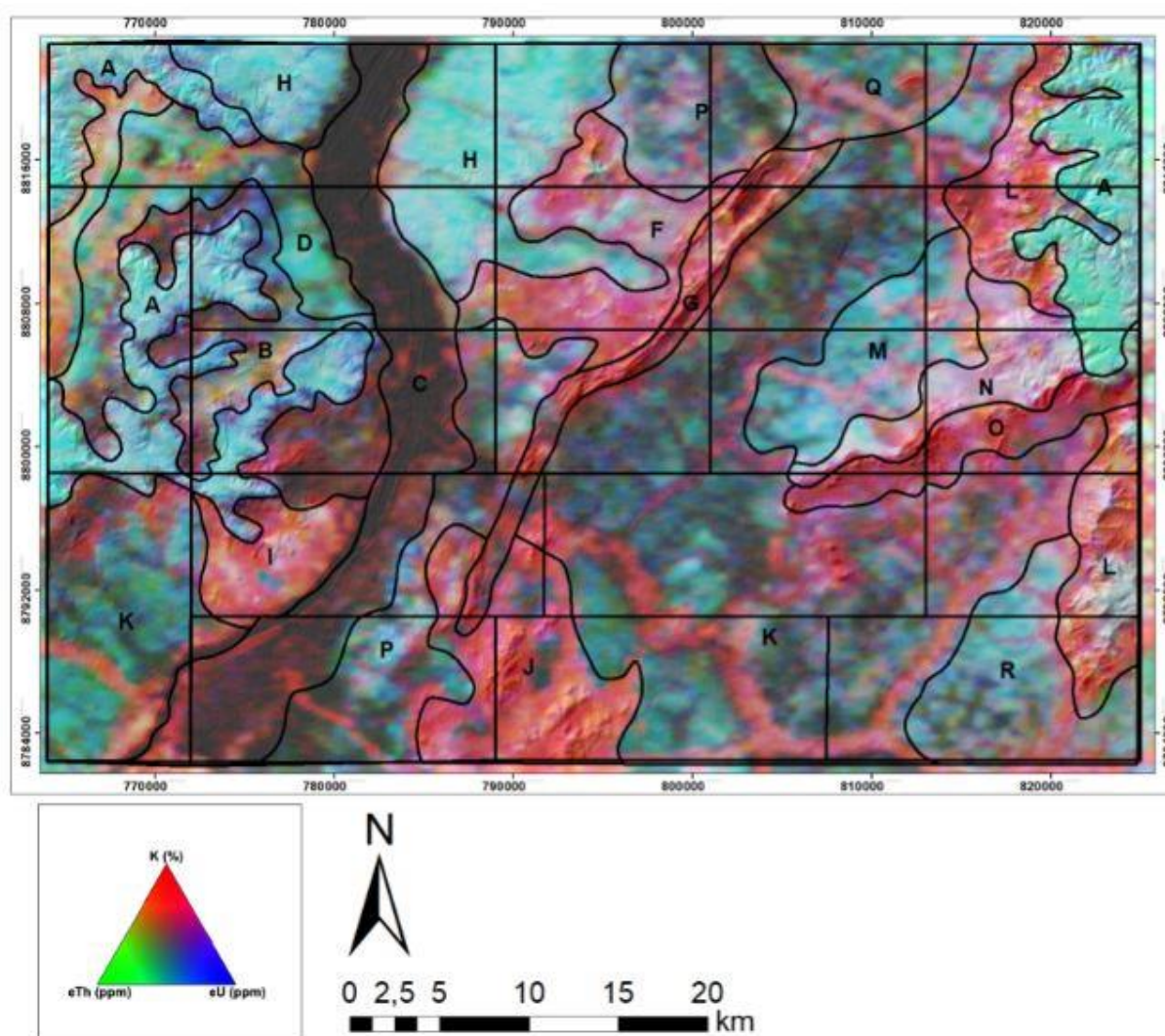


Tabela 4.2.2: Análise dos domínios gamaespectrométricos.

DOMÍNIO	RGB	eU	K	eTh	INTERPRETAÇÃO
A	Branco e ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio de relevo plano, apresentando contato anastomosado com os domínios adjacentes. A alta concentração de eTh e eU está relacionada à presença de crosta laterítica e aos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Parte da ocupação do solo é destinada à atividade agrícola.
B	Preto, Azul e Vermelho	Baixo	Baixo-Moderado	Baixo	O domínio B está situado na porção leste da área, relacionado aos sedimentos da Bacia do Parnaíba. O relevo é plano a suave ondulado e a resposta gamaespectrométrica é relativamente baixa em todos os canais, com pequeno destaque para o K.
C	Preto	Baixo	Baixo	Baixo	Esse domínio representa o Rio Tocantins. Possui como característica baixa concentração nos três canais e coloração preta no produto RGB.
D	Verde Azulado	Baixo	Baixo	Moderado	Apresenta relevo plano e resposta verde azulada no produto RGB. O canal de

					eTh se destaca em relação aos de eU e K.
E	Vermelho Amarelado	Baixo-Moderado	Muito alto	Alto	O domínio E é circundado pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e pelo domínio D. Essa região é destacada das suas redondezas por elevados teores de K, eTh e moderado a baixo eU. O relevo é plano e sua resposta no RGB apresenta tons de vermelho amarelado.
F	Vermelho Rosado	Moderado	Alto	Baixo	Domínio F apresenta relevo suave a ondulado, alta concentração em K e é composto por corpos circulares e alongados.
G	Vermelho	Baixo	Moderado-Alto	Muito Baixo	O Domínio G é caracterizado por serra de relevo acentuado e direção NE. Representa a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada.
H	Ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio próximo ao Rio Tocantins, de relevo plano e caracterizado por cor de ciano na composição RGB. Os valores de eU e eTh são expressivamente mais altos que o de K. Provavelmente trata-se de uma área onde predominam processos intempéricos e sem

					afloramentos.
I	Vermelho e Branco	Baixo	Muito alto	Baixo	O Domínio I apresenta relevo plano a suave ondulado, com formato circular. Esse domínio é caracterizado por alta concentração de K em relação aos outros canais e provavelmente representa os granitos da unidade Aroeiras.
J	Vermelho	Baixo	Muito alto	Baixo	O Domínio J, de relevo suave a forte ondulado e formato circular, está relacionado à Suíte Ipueiras. O alto K está ligado à composição dos granitos.
K	Verde Musgo	Baixo	Moderado-Baixo	Baixo	O Domínio K apresenta relevo plano, tom de verde musgo na composição RGB e valores baixos nos três canais.
L	Vermelho	Moderado	Muito alto	Moderado	O Domínio L apresenta relevo forte ondulado, resposta alta no canal do potássio devido à acumulação deste elemento na rede de drenagem. A fonte destes elevados teores é provavelmente a concentração de argilominerais.
M	Ciano	Alta	Baixo	Alto	Domínio de relevo plano e contato anastomosado com os demais domínios. A cor

					ciano (valores altos de eU e eTh e baixo K) reflete escassez de afloramentos.
N	Branco e Vermelho	Moderado-Alto	Moderado-Alto	Alto	O Domínio N apresenta orientação NE e contato anastomosado com os domínios adjacentes, além de relevo ondulado. Destaca-se a cor branco-avermelhada e valores altos de eU, K e eTh. Pode estar relacionado aos granitos da Suíte Ipueiras.
O	Vermelho	Baixo	Alto	Moderado-Baixo	O Domínio O faz contato com o N seguindo a mesma orientação NE. O relevo é ondulado e os valores de K são ressaltados em relação aos outros elementos.
P	Ciano - Preto	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio de relevo plano, apresentando tons de ciano e contato com a planície de inundação do Rio Tocantins e delimitado pelo granito da Suíte Ipueiras.
Q	Verde	Moderado	Baixo	Moderado	O Domínio Q é caracterizado por relevo plano, por baixo valor de K e moderado de eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito.
R	Ciano	Moderado	Baixo	Moderado	O Domínio R apresenta relevo plano e baixo K em relação ao eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito.

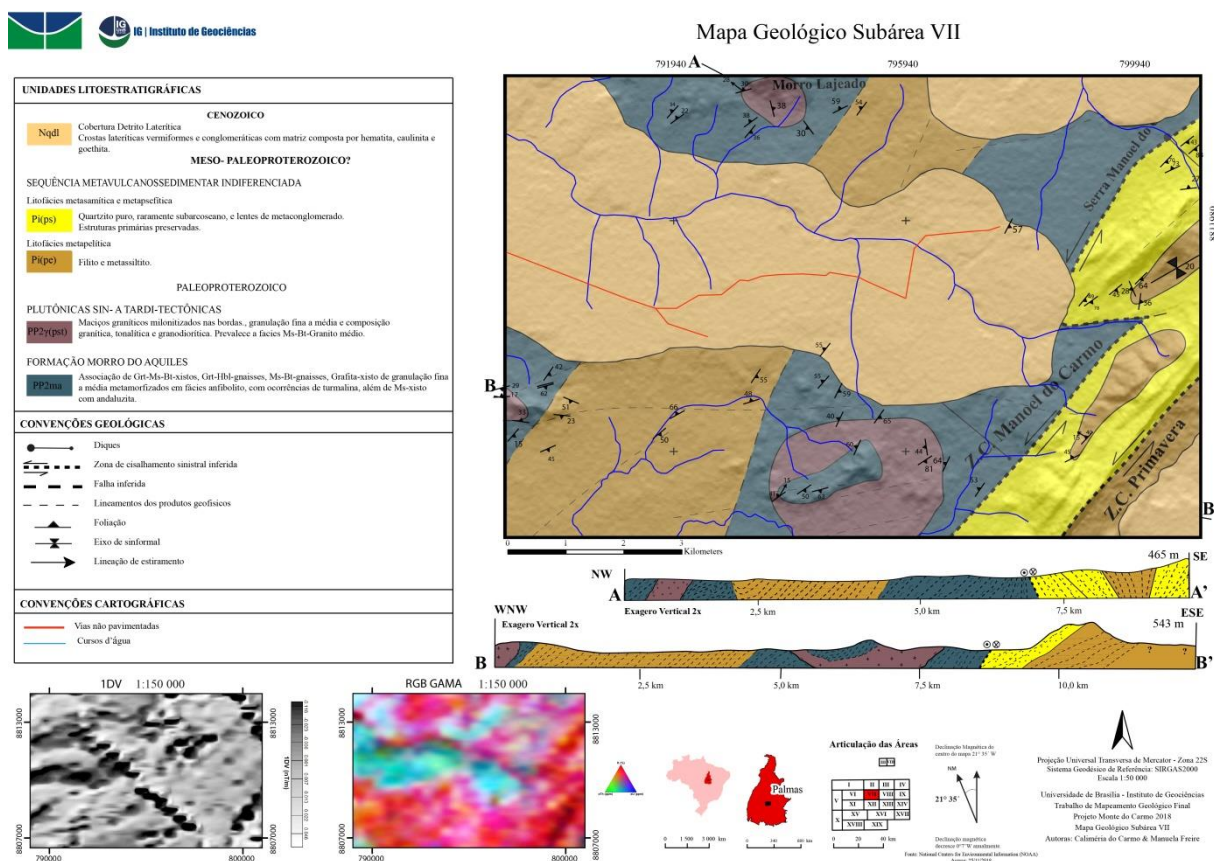
5 Geologia Local

5.1 Unidades Litoestratigráficas

As principais unidades mapeadas na subárea VII estão representadas no mapa geológico (Figura 5.1.1) e são: Formação Morro do Aquiles, Corpos Graníticos peraluminosos sin- a tardi-tectônicos, Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, e Crostas Lateríticas.

A unidade metavulcanossedimentar da Formação Morro do Aquiles está representada ao longo de duas faixas NE-SW em azul. Os corpos arredondados de cor roxa representam Corpos Graníticos peraluminosos intrusivos na formação supracitada, de caráter sin- a tardi-tectônico. No centro e no extremo leste da área afloram as rochas da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, cuja litofácies metapsamítica está representada em amarelo e a litofácies metapelítica em marrom. As crostas lateríticas estão representadas no mapa principalmente como faixa alinhada na direção E-W no centro da subárea, em bege. As rochas atribuídas à Bacia do Parnaíba ocorrem distribuídas em toda a área, mas não apresentam expressão compatível com a escala mapeada.

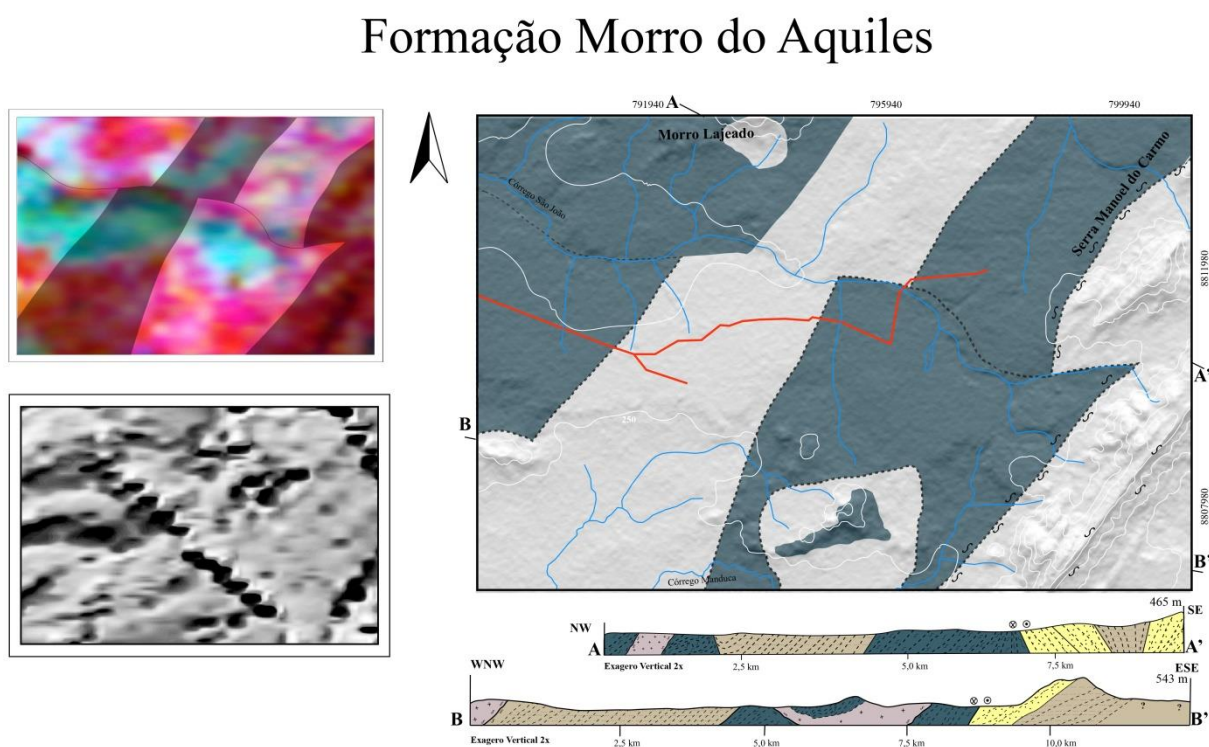
Figura 5.1.1: Mapa geológico da subárea VII e perfis esquemáticos, incluindo as seguintes unidades: Formação Morro do Aquiles, Granitos Peraluminosos sin- a tardi-tectônicos e Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. Os contatos entre as unidades são tectônicos e seguem trend NE/SW.



5.1.1 Formação Morro do Aquiles

A Formação Morro do Aquiles ocupa cerca de 60% da subárea VII e apresenta em média 10 km de extensão, com direção preferencial NE-SW (Figura 5.1.2), e continuidade para as subáreas II e XII, adjacentes a norte e sul, respectivamente. A unidade faz limite a norte com a Bacia do Parnaíba, a leste com a Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada, e a oeste e centro é limitada por cobertura laterítica.

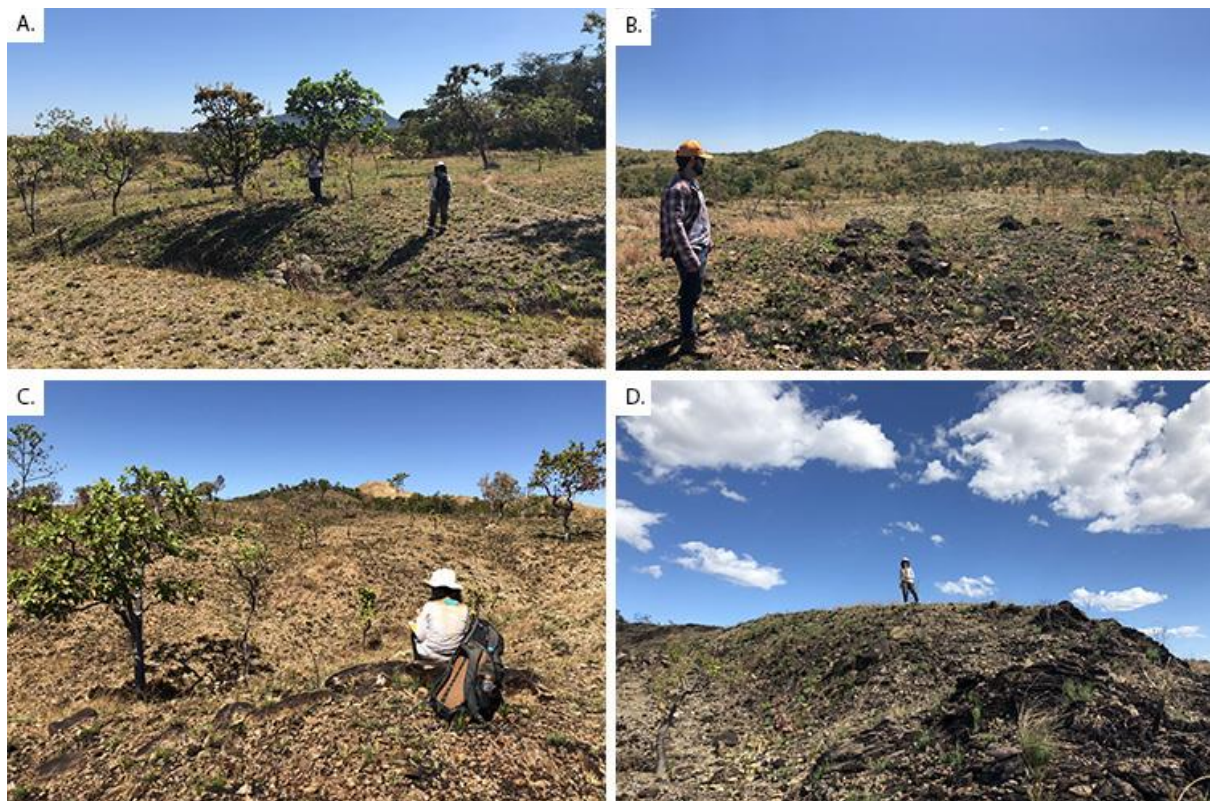
Figura 5.1.2: Mapa geológico simplificado interpretado da subárea VII com a Formação Morro do Aquiles destacada em azul. Os dois principais produtos da geofísica utilizados ao longo do projeto, composição ternária RGB da gamaespectrometria e a primeira derivada vertical (1DV) da magnetometria.



No produto ternário RGB, é associada com o domínio regional F do Projeto Monte do Carmo. Na escala da subárea VII, os litotipos desta unidade apresentam resposta em tons de rosa e laranja, com elevados teores de K, e, em alguns domínios, tons de azul são relacionados a alto valor de eTh, onde há frequentes ocorrências de cobertura laterítica.

Os afloramentos desta unidade são escassos, e em grande parte recobertos por coberturas lateríticas. Ocorrem em sua maioria como lajedos, blocos *in situ* e raramente em leitos de drenagens secas. A vegetação é predominantemente rasteira e com ocorrência de árvores de médio porte. Em diversos domínios ocorrem morrotes de xisto com cotas topográficas de 360 m, associados a campos abertos com relevo suave ondulado (Figura 5.1.3).

Figura 5.1.3: Afloramentos típicos da Formação Morro do Aquiles.



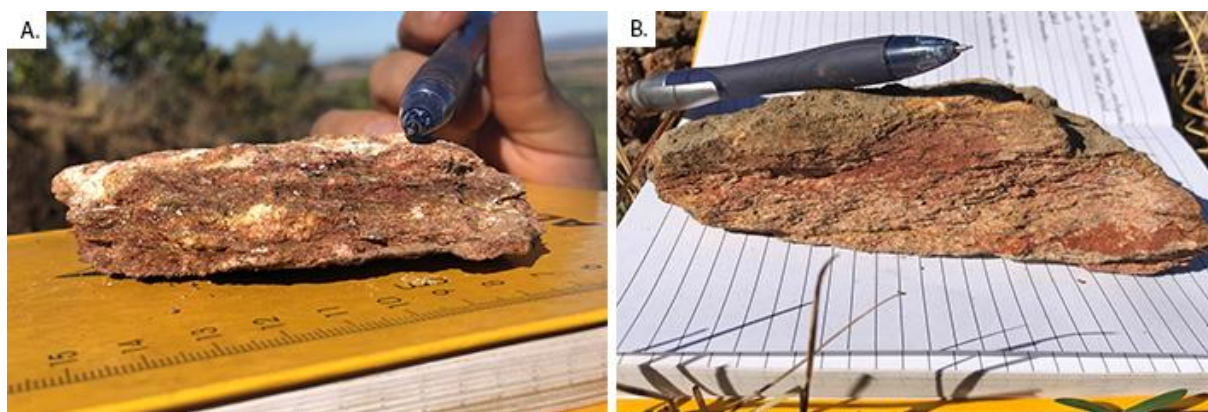
A unidade possui grande variedade litológica descrita na literatura, abrangendo xistos, paragnaisses, anfíbolitos, ortognaisses e gonditos. Na subárea VII ocorre associação entre os litotipos granada biotita xistos, muscovita xistos, biotita xistos e granada paragnaisses. Raramente ocorre grafita xisto, anfíbolito e ortognaisses. Os paragnaisses são mais comuns na porção norte/noroeste da subárea e são os litotipos mais abundantes desta unidade, junto com os muscovita xistos.

5.1.1.1 Unidade Xisto

Os afloramentos destes tipos petrográficos são encontrados extremamente intemperizados, condição que dificultou a confecção de lâminas delgadas e análises microscópicas mais acuradas; a amostra utilizada neste tópico representa ocorrência relativamente preservada.

Os xistos desta unidade são rochas de coloração clara em tons de rosa, granulação fina a média e muito friáveis, com planos de foliação bem marcados pelas lamelas de muscovita e biotita que conferem xistosidade à rocha (Figura 5.1.4). Eles são compostos predominantemente por quartzo, muscovita, biotita e com proporções variáveis de plagioclásio (de 10% a 30%, quando presente). Localmente, os xistos também podem apresentar material carbonoso ou porfiroblastos de granada e turmalina.

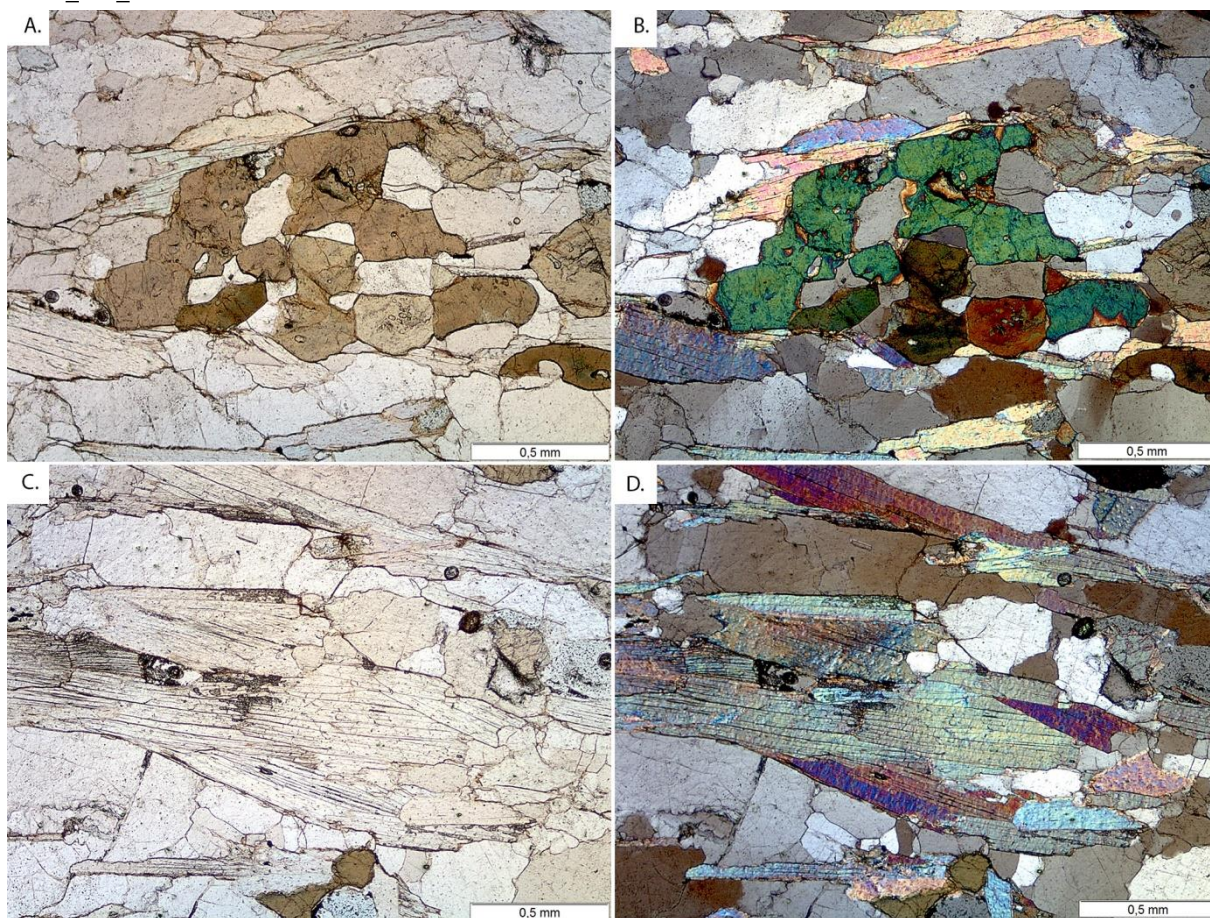
Figura 5.1.4: Amostras macroscópicas do muscovita xisto. Amostras: A – TF18_VII_65. B – TF18_VII_46.



O tipo petrográfico do ponto 72 ocorre restritamente na porção noroeste da subárea, apresentando textura granoblástica caracterizada pelos cristais de quartzo e turmalina (Figura 5.1.5). Ocorrem domínios de textura lepidoblástica, marcados pela orientação preferencial das lamelas de muscovita e biotita. Os domínios mais enriquecidos em turmalina apresentam também textura nematoblástica, quando o mineral ocorre orientado na foliação da rocha.

A amostra (Figura 5.1.5) possui cerca de 40-45% de quartzo, 25-30% de turmalina, 25-30% de muscovita, 5% de biotita, 1-5% de opacos e menos de 1% de apatita, e é classificada como turmalina-muscovita xisto.

Figura 5.1.5: Fotomicrografias de turmalina-muscovita xisto, apresentando cristais de turmalina, muscovita e quartzo orientados. A e C – Nicóis paralelos. B e D – Nicóis Cruzados. Aumento de 4,0x. Amostra TF18_VII_72.



. Os afloramentos deste litotipo não são bem preservados em termos de mineralogia, em razão disso não foi possível confecção de lâminas delgadas (Figura 5.1.6A). No entanto, observa-se que a foliação da rocha é preservada. São compostas por quartzo, muscovita, grafita e pseudomorfos de granada (Figura 5.1.6B).

De maneira restrita, são encontrados xistos grafitosos alterados e foliados no extremo sul da área (Figura 5.1.6), principalmente no leito do córrego Manduca. A rocha é composta em amostra de mão por muscovita (30%), quartzo (20%), grafita (20%), pseudomorfos de granada (10%) e demais minerais não passíveis de identificação a vista livre.

Figura 5.1.6: Grafita xisto localizado no extremo sul da subárea VII, próximo ao Córrego do Manduca, no ponto 142. A – Afloramento de xisto grafitoso. B – Amostra macroscópica de xisto grafitoso. Ponto TF18_VII_142.



5.1.1.2 Unidade Gnaissé

Os afloramentos de gnaissé ocorrem menos intemperizados do que os de xisto. São normalmente em blocos métricos *in situ* associados a drenagens secas, onde predomina vegetação com mata densa e constante presença de palmeiras do tipo ticum.

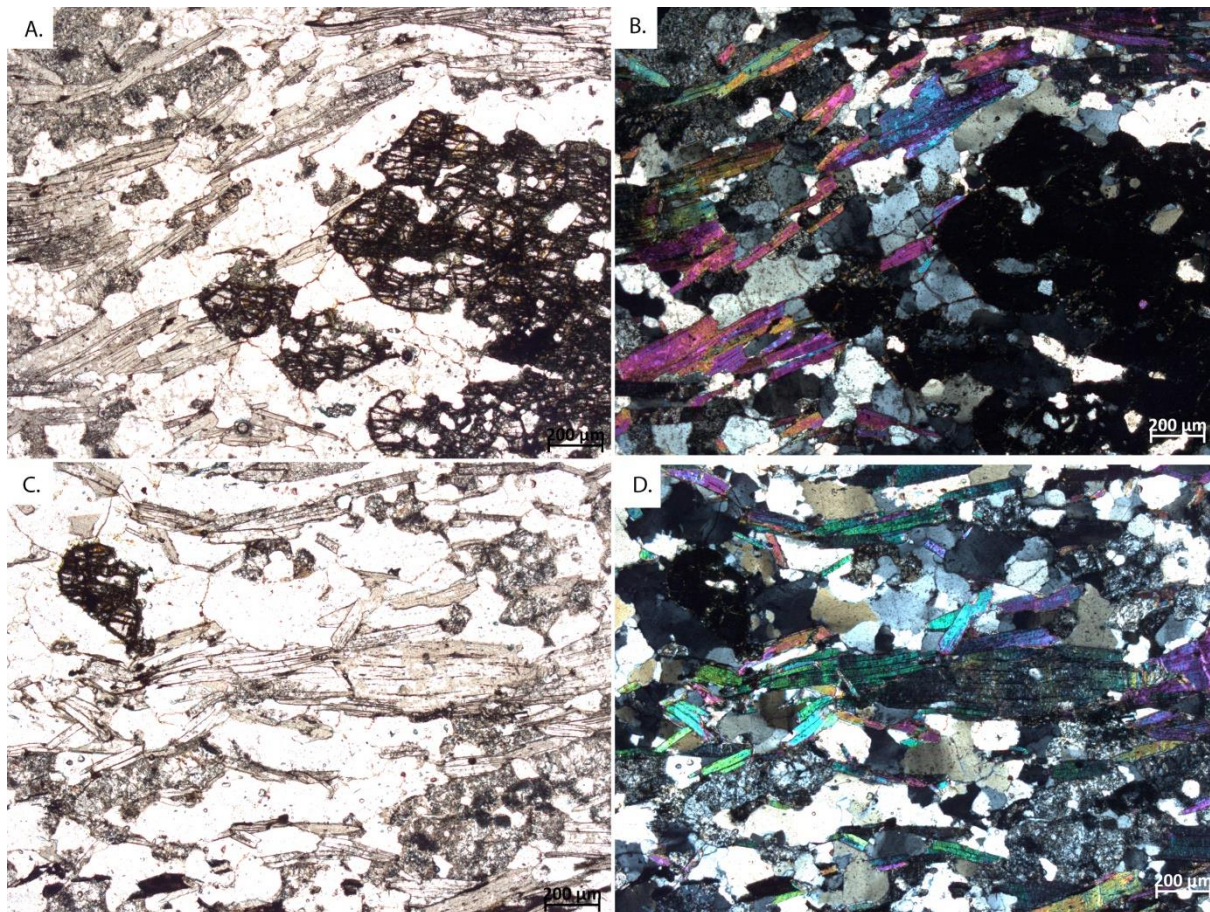
A maioria dos gnaisses da subárea foi classificada como de origem paraderivada, e são variações da composição típica da rocha quartzo-feldspática. Em afloramento (Figura 5.1.7) tais rochas paraderivadas apresentam coloração clara com brilho perláceo característico de rochas ricas em muscovita, além de segregação mineral definida por bandas melanocráticas ricas em biotita, e bandas leucocráticas, onde predomina quartzo e muscovita, ambas com espaçamento centimétrico. Ocasionalmente variam a composição em função da ocorrência de turmalina, anfibólio ou granadas.

Figura 5.1.7: Afloramento de gnaiss paraderivado em drenagem seca, no extremo norte da subárea VII. Amostra TF18_VII_77. B – Afloramento próximo ao ponto anterior, de paragnaisse. Ponto TF18_VII_76. C – Afloramento de paragnaisse na porção noroeste da subárea, extremamente alterado. Amostra TF18_VII_85.



Ao microscópio, o litotipo (Figura 5.1.8) do ponto 85 apresenta granulação fina a média com os cristais variando entre 0,5 e 5 mm. É composto por cerca de 30% de muscovita, 20% de quartzo, 20% de plagioclásio extremamente sericitizado, 1-5% de granada, 1-5% de biotita e 1-5% de clorita. A textura predominante é lepidoblástica, marcada pela orientação das lamelas de muscovita e, por vezes, de biotita, e granoblástica, conferida pelos cristais de quartzo e porfiroblastos de granada. Ainda, em domínios restritos observa-se os cristais de granada e biotita alterando para clorita, possivelmente como feição de reequilíbrio.

Figura 5.1.8: Fotomicrografias de paragnaisse da porção norte da subárea VII, apresentando porfiroblasto de granada com inclusões de quartzo, imerso em matriz quartzo-feldspática, e arqueando a foliação definida por lamelas de muscovita orientadas. A – Note a textura granoblástica definida pelos porfiroblastos de granada. Nicóis paralelos. B – Nicóis cruzados. C – Note a textura lepidoblástica definida pela orientação das lamelas de muscovita. Nicóis paralelos. D – Nicóis Cruzados. Amostra TF18_VII_85. Aumento de 2,5x.



A amostra 52 de um Bt-Anf-Grt gnaiss representa a unidade ortoderivada, que ocorre na subárea de maneira mais restrita, aflorando na forma de lajedos próximo a Serra Manoel do Carmo (Figura 5.1.9), na porção sul. Este litotipo possui coloração escura, sem segregação mineral aparente, e varia composicionalmente das anteriores, com presença de granada (Figura 5.1.9B) e hornblenda. A rocha apresenta textura predominante nematoblástica, marcada pela orientação dos cristais prismáticos de hornblenda, e textura granoblástica subordinada, devido à presença de cristais de quartzo e granada subedral a eudral. Ocorre ainda textura poiquiloblástica, na qual os cristais de granada apresentam inclusões de quartzo.

A amostra é de granulação fina, composta por 25-30% de plagioclásio, 20-25% de granada, 20-25% de hornblenda, 20-25% de quartzo, 10-15% de biotita e menos de 5% de muscovita/clorita. Na lâmina também observa-se domínios de variação composicional em função da quantidade de hornblenda, sendo esta mais abundante na porção melanocrática, e os

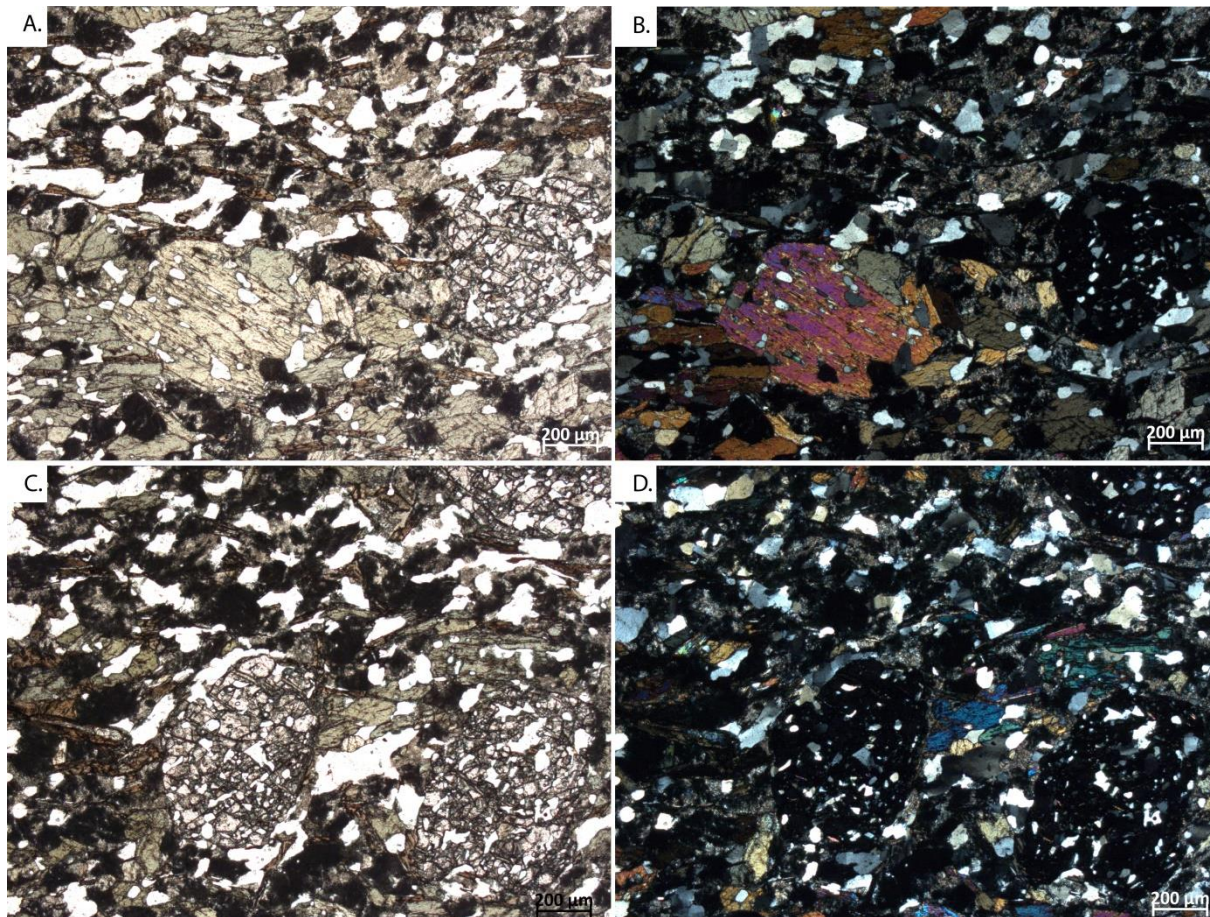
cristais de granada mais comuns nos domínios leucocráticos (Figura 5.1.10A). O plagioclásio ocorre nesta rocha extremamente sericitizado, compondo agregados minerais de coloração escura, sem pleocroísmo.

A granada (Grt) apresenta hábito subédrico e ocorre em dois tamanhos diferentes, de acordo com o domínio na qual está inserida. Nos domínios mais pobres em hornblenda (Hbl) ela ocorre com granulação média a grossa, medindo entre 5 e 10 mm. Nos domínios mais ricos em Hbl, a Grt assume granulação média, medindo entre 2 e 5 mm. Ainda, observa-se cristais de muscovita nos planos de clivagem da biotita (Bt), que podem representar feição de alteração da Bt.

Figura 5.1.9: A - Afloramento comum das unidades de gnaiss ortoderivado. Vegetação rasteira e relevo suave ondulado com ocorrências de morrotes. B – Amostra de mão de paragnaisse, com pseudomorfos de granada na superfície de alteração da rocha. Localizado na porção sudeste da subárea. TF18_VII_52.



Figura 5.1.10: Fotomicrografias da amostra TF18_VII_52. A – Porção melanocrática composta por cristais médios de hornblenda, subédrica, além de granada com granulação média e quartzo subédrico a anédrico com granulação fina. Nicóis paralelos. B – Note a textura poiquiloblástica definida por cristais de quartzo inclusos nos cristais de granada. Nicóis cruzados. C – Porção leucocrática, composta por cristais médios a grossos de granada, subédrica e bordejada por cristais de biotita alongada. Note a ausência de cristais de hornblenda. Aumento de 2,5x.



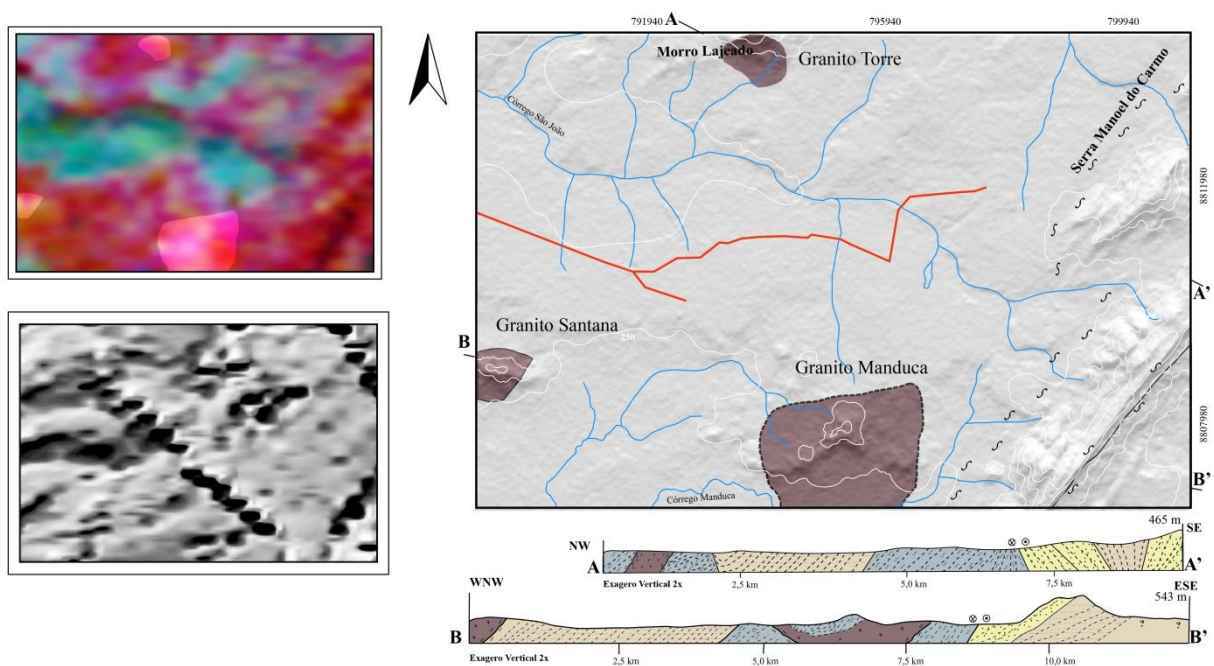
A associação entre hornblenda, granada, plagioclásio e quartzo nesta quantidade é pouco comum e põe em questão a origem da rocha. Um protólito máfico não geraria rocha com esta proporção de quartzo (25%), porém um metapelito típico dificilmente formaria rocha com tal quantidade de anfibólio (25%) e plagioclásio (30%). Um protólito granítico precisaria ser peraluminoso para formar esta proporção de granada (25%), mas esse tipo de magma não forma anfibólio. Sendo assim, assumindo que o tipo petrográfico pode ter sido enriquecido em quartzo a partir de reações metamórficas, acredita-se que tenha como protólito uma rocha ígnea básica.

5.1.2 Granitos Sin- a Tardi-tectônicos

A unidade plutônica caracterizada como sin- a tardi-tectônica é intrusiva na unidade de xistos da Formação Morro do Aquiles, concomitantemente ao evento de deformação. Ela é composta por três corpos graníticos espacialmente distintos, denominados de Granito Torre, localizado na porção a extremo norte da subárea, Granito Santana na porção sudoeste e Granito Manduca, esta última com maior expressão em superfície com relação aos demais, na porção centro-sul da área. Os três corpos estão destacados no mapa geológico esquemático da subárea VII e no produto RGB de gamaespectrometria (Figura 5.1.11).

Figura 5.1.11: Mapa geológico simplificado interpretado da subárea VII com a unidade dos Granitos Sin- a Tardi-tectônicos destacada em rosa, e os dois principais produtos da geofísica utilizados ao longo do projeto, RGB da gamaespectrometria e a primeira derivada vertical (1DV) da magnetometria.

Granitoides Peraluminosos



5.1.2.1 Granito Torre

O granito Torre representa menos de 5% do total mapeado, e é pouco expressivo em superfície, apresentando cerca de 2 km de diâmetro, com extensão até o limite da subárea II adjacente a norte, onde é limitado pela Bacia do Parnaíba. Nos produtos geofísicos de composição ternária RGB do Projeto Monte do Carmo, este corpo está inserido no domínio F, que apresenta resposta vermelho rosada, com eU moderado e alto K. No produto RGB da subárea VII, este granito não apresenta destaque nítido das demais rochas, portanto foi definido com base nos dados de campo. O formato do mesmo em mapa é arredondado e discordante da foliação regional, o que confere a ele caráter sin- a tardi-tectônico.

Na subárea VII o granito aflora em lajedos principalmente próximo ao morro lajeado (Figura 5.1.12), em regiões de drenagens intermitentes e vegetação de mata densa, com árvores de médio a grande porte nas proximidades.

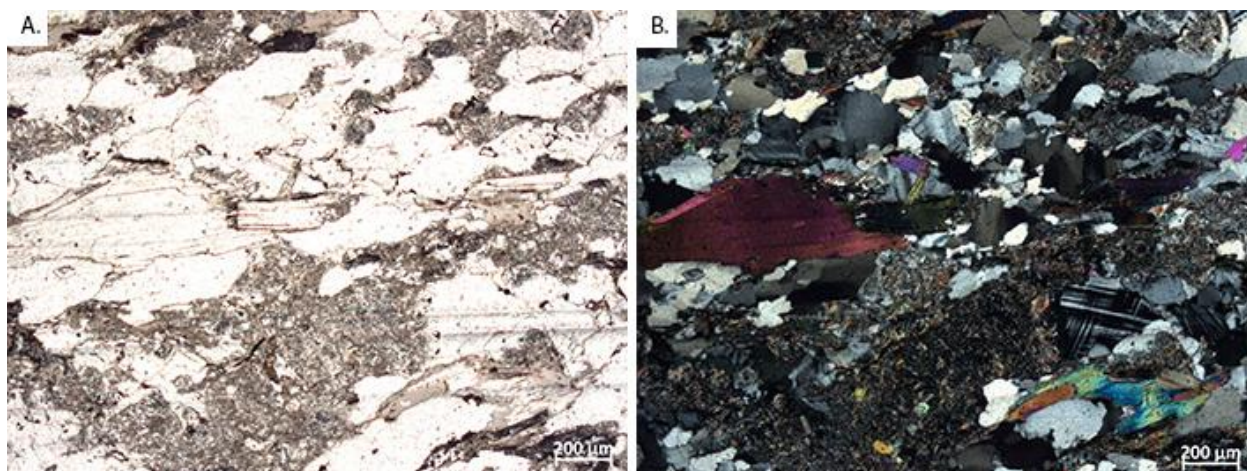
A rocha é leucocrática, de granulação fina a média, pouco foliada, apresenta textura intergranular com cristais medindo entre de 1mm e 4mm e composta por 35% de quartzo, 30% de plagioclásio sericitizado, 20% de microclínio, 10 a 15% de muscovita e menos de 5% de biotita (Figura 5.1.13).

Figura 5.1.12: Granito Torre pertencente à unidade de Plutônicas sin- a tardi-tectônicas. A – Afloramento em lajedos métricos. B – Amostra macroscópica do Granito Torre, pouco foliada. Ponto TF18_VII_66b.



A muscovita apresenta fraco pleocroísmo de incolor a rosa (Figura 5.1.13), característico de quando este mineral é enriquecido em titânio e, provavelmente, de origem magmática. A presença da mesma é um indício de granito com caráter peraluminoso, que foi confirmado com as análises geoquímicas a serem discutidas no subtópico de litogeoquímica (5.1.7). A rocha foi classificada como Muscovita Granito, sendo esta a fácies predominante do corpo, embora este também apresente fácies de composição mais tonalítica.

Figura 5.1.13: Fotomicrografias do Granito Torre. Aumento de 2,5x. A – Nicóis paralelos. B – Note cristais de muscovita médios relativamente orientados, formando foliação incipiente. Nicóis cruzados. Amostra TF18_VII_66b.



5.1.2.2 Granito Santana

O Granito Santana representa menos de 5% da área total mapeada, e ocorre com cerca de 1 km de diâmetro em superfície, se estendendo para a subárea VI adjacente a oeste. Nos produtos de composição ternária RGB do PMC, o corpo pertence ao domínio F, com altos teores de K. Localmente, no produto RGB da subárea VII, há anomalia fracamente amarelada, o que implica em eTh mais elevado do que as demais rochas do domínio, e permitiu a delimitação do corpo no mapa (Figura 5.1.11). Este apresenta formato alongado na direção E-W, com evidências de milonitização na borda oeste.

Na subárea VII o granito aflora como lajedos e em drenagens secas, associado a domínios de vegetação densa, com árvores de médio a grande porte. (Figura 5.1.14).

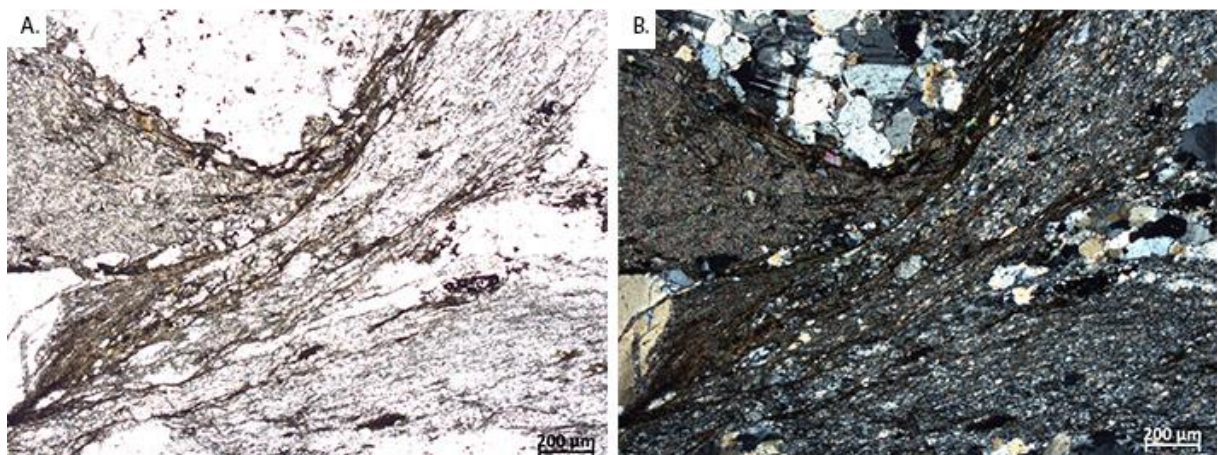
A rocha é mesocrática, com domínios anastomosados de granulação fina separando porções de granulação média a grossa, caracterizando foliação milonítica (Figura 5.1.14). Os domínios médios a grossos apresentam composição félsica, com cristais de microclínio e quartzo, enquanto os domínios finos de composição máfica bordejam os anteriores, e são compostos predominantemente por biotita.

A assembleia mineralógica é composta por cerca de 35-40% de quartzo, 15-20% de biotita, 15-20% de plagioclásio, 15-20% de microclínio, 15-20% de muscovita e menos de 5% de clorita, e foi classificada como biotita granito milonitizado (Figura 5.1.15).

Figura 5.1.14: Granito Santana pertencente à unidade de Plutônicas sin- a tardi-tectônicas. A – Afloramento típico do Granito Santana, em drenagem seca. B – Amostra macroscópica, onde observam-se feições de início de milonitização, com domínios félsicos possivelmente recrystalizados. Amostra TF18_VI_159.



Figura 5.1.15: Fotomicrografias do Granito Santana. Aumento de 2,5x. A – Nicóis paralelos. B – Note os domínios anastomosados de granulação fina e composição máfica, em contato com os domínios de granulação média a grossa de composição félsica, com cristais subedrais de quartzo e microclínio compondo textura equigranular. Nicóis cruzados. Amostra TF18_VII_159.

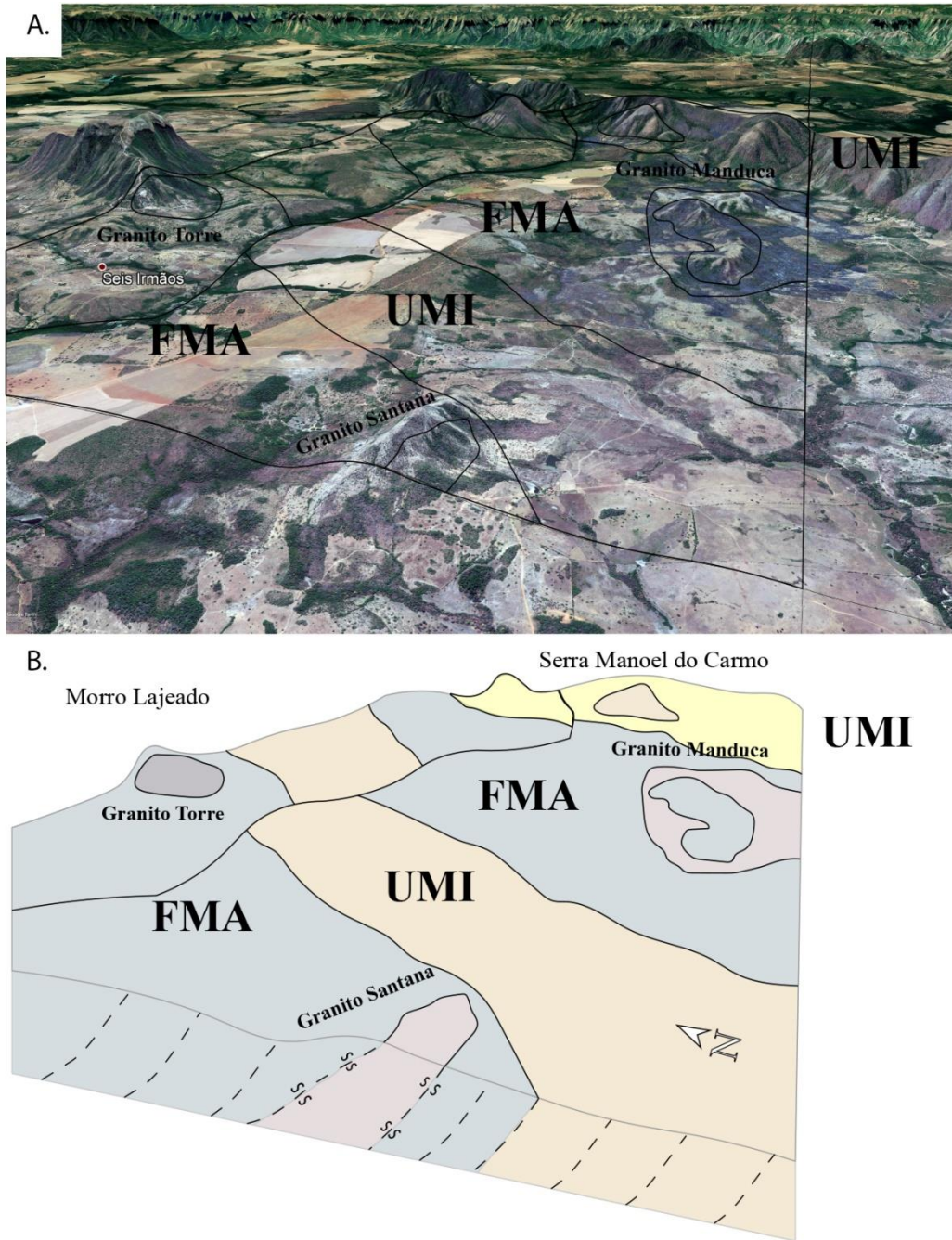


5.1.2.3 Granito Manduca

Nos produtos geofísicos de composição ternária RGB, o Granito Manduca se apresenta no mesmo domínio que os corpos anteriores, com moderado eU e alto K. Na RGB da subárea VII, o mesmo apresenta maior expressão em profundidade, se destacando por anomalia de cor vermelha com continuidade para a subárea XII adjacente a sul. Este corpo aflora de maneira restrita no extremo sul da área e representa cerca de 5% do total mapeado. Sua expressão em superfície é de aproximadamente 3 km.

O corpo ocorre como um morrote próximo ao córrego do Manduca no limite entre as subáreas VII e XII. Em campo foi observada relação entre este granito e o xisto da Formação Morro do Aquiles (Figura 5.1.11 e 5.1.16). Observa-se que no topo do maciço granítico manduca há ocorrência de um morro com direção aproximada E-W onde aflora predominantemente xisto, e ambos aparentam ser afetados pela deformação regional. Em alguns domínios parece haver intercalação entre o xisto e o granito.

Figura 5.1.16: A – Imagem da subárea VII sob perspectiva de SW para NE, a fim de representar os contatos geológicos entre as unidades. FMA: Formação Morro do Aquiles; UMI: Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada; Corpos graníticos Torre, Santana e Manduca. B – Bloco diagrama esquemático, com o Norte indicado.



São identificadas no corpo granítico Manduca duas fácies distintas. A primeira aflora em drenagens secas como blocos métricos *in situ* (Figura 5.1.17). A rocha é leucocrática, com granulação média, apresenta textura inequigranular e contatos poligonais entre os cristais.

É composta por 40% de quartzo, 30% de feldspato potássico, 20% de plagioclásio, 5% de biotita e menos de 5% de muscovita (Figura 5.1.18). Além disso, a rocha apresenta indícios de deformação em alta temperatura, como contatos poligonais, cristais de quartzo com extinção ondulante e compondo domínios recrystalizados de granulação fina. Estas feições provavelmente se devem às deformações localizadas na borda do corpo.

Figura 5.1.17: Fácies Bt Granito do Granito Manduca, com granulação média. A – Afloramento em lajedo do corpo granítico. B – Amostra macroscópica da fácies Bt granito, com granulação média, relativamente equigranular, cujos cristais medem entre 1 e 2mm. Amostra TF18_VII_101.

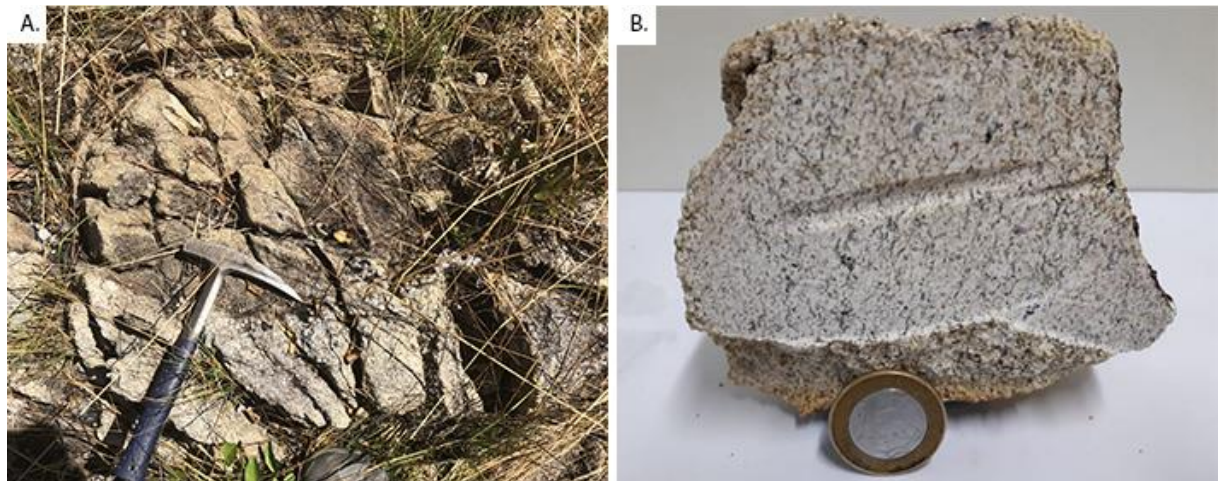
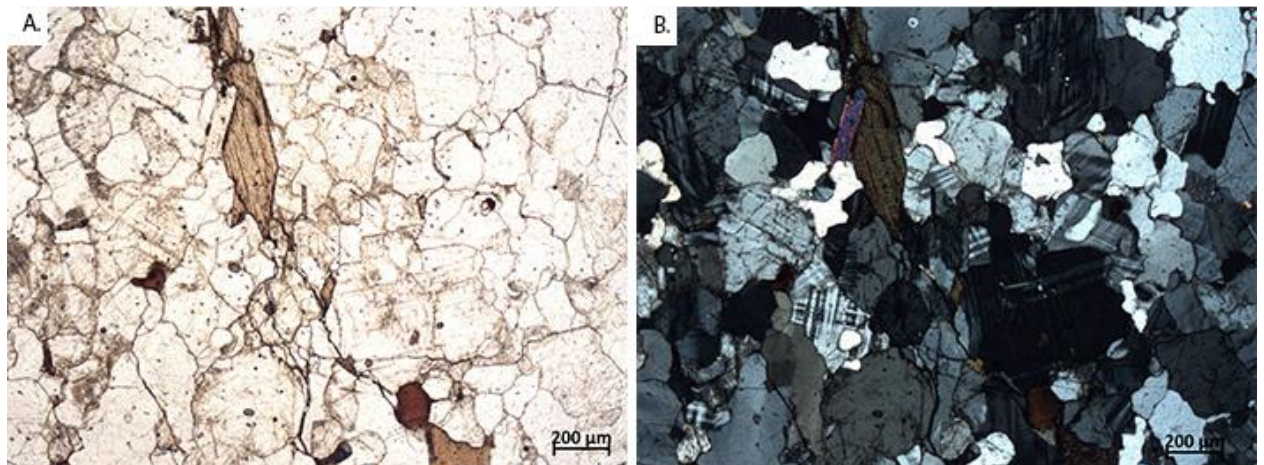


Figura 5.1.18: Fotomicrografias do Granito Manduca Leste. Aumento de 2,5x. A – Nicóis paralelos. B – Note os cristais subédricos de microclínio e de quartzo, alguns apresentando extinção ondulante. Nicóis cruzados. Amostra TF18_VII_101.



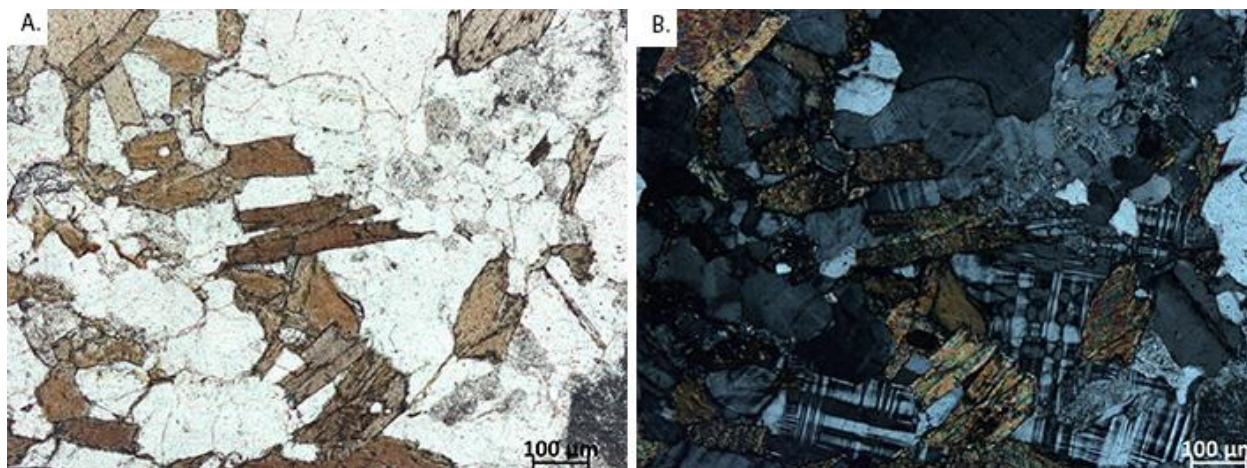
A segunda fácies do corpo ocorre em afloramentos localizados próximo ao córrego do Manduca na forma de blocos métricos *in situ* (Figura 5.1.19). A rocha apresenta composição mais granodiorítica do que a fácies anterior, e é leucocrática, de granulação fina a média, com os cristais medindo entre 1 mm e 3 mm. A textura predominante é equigranular, além de xenomórfica em alguns domínios, com cristais anédricos.

A assembleia é composta por 40% de plagioclásio, 30% de quartzo, 10% de microclínio, 10% de biotita, 5% de muscovita, e menos de 1% de minerais acessórios, dentre eles apatita e zircão. Esta ocorre com textura ígnea bem preservada, demonstrando baixa taxa de deformação e caráter possivelmente tardi-tectônico (Figura 5.1.20).

Figura 5.1.19: Fácies granodiorítica e com granulação fina do Granito Manduca. A – Afloramento de bloco métrico *in situ*. Martelo aponta para norte. B – Amostra macroscópica, onde pode-se observar a granulação fina da fácies. Ponto TF18_VII_146.



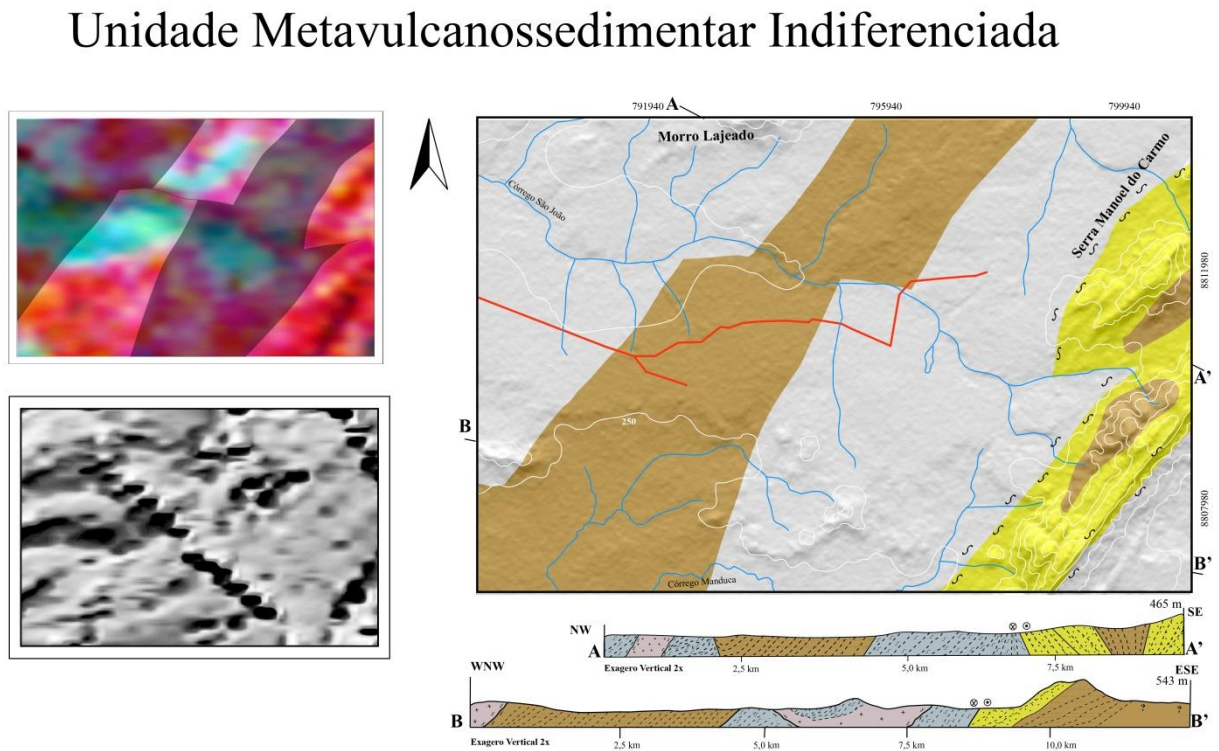
Figura 5.1.20: Fotomicrografias da fácies granodiorítica do Granito Manduca, a oeste da fácies anterior. Aumento de 5,0x. A – Nicóis paralelos. B – Textura equigranular composta por microclínio, quartzo anedral e lemelas de biotita adiablasticas. Nicóis cruzados. Amostra TF18_VII_146.



5.1.3 Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada

A Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada ocorre no extremo leste da subárea, compondo cerca de 15% do total mapeado, com estreita faixa de metapelitos distribuída na porção centro-oeste da área (Figura 5.1.21). Apresenta mais de 10 km de extensão no sentido NE-SW, estendendo-se para as subáreas adjacentes VIII e XII. A oeste é limitada pela Formação Morro do Aquiles e a leste por extensa faixa de cobertura laterítica da subárea VIII.

Figura 5.1.21: Mapa geológico simplificado interpretado da subárea VII com a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada destacada em amarelo e marrom, e os dois principais produtos da geofísica utilizados ao longo do projeto, RGB da gamaespectrometria e a primeira derivada vertical (1DV) da magnetometria.



Esta unidade possui expressão na região como a extensa Serra Manoel do Carmo, de orientação NE-SW. No mapa de domínios magnético-estruturais do Projeto Monte do Carmo está inserida no domínio II, e os produtos TILT, 1Dz e GHT auxiliariam na delimitação da serra e na sua representação em mapa (Figura 5.1.21). Contudo, a faixa de filito intercalado com metassiltitos no centro-oeste da subárea não apresenta resposta notável nos produtos aerogeofísicos.

Os afloramentos dessa unidade ocorrem principalmente na Serra Manoel do Carmo, que é de difícil acesso devido ao relevo escarpado com densa vegetação e ausência de estradas de acesso. Na porção centro-oeste, os afloramentos são igualmente escassos devido a extensa faixa de crosta laterítica que recobre esta região. As rochas dessa unidade são classificadas como quartzito, filito, metassiltito e conglomerado clasto-suportado. Todos os litotipos supracitados afloram em lajedos, na forma de blocos *in situ* ou rolados e em paredões.

5.1.3.1 Litofácies Metapsamítica

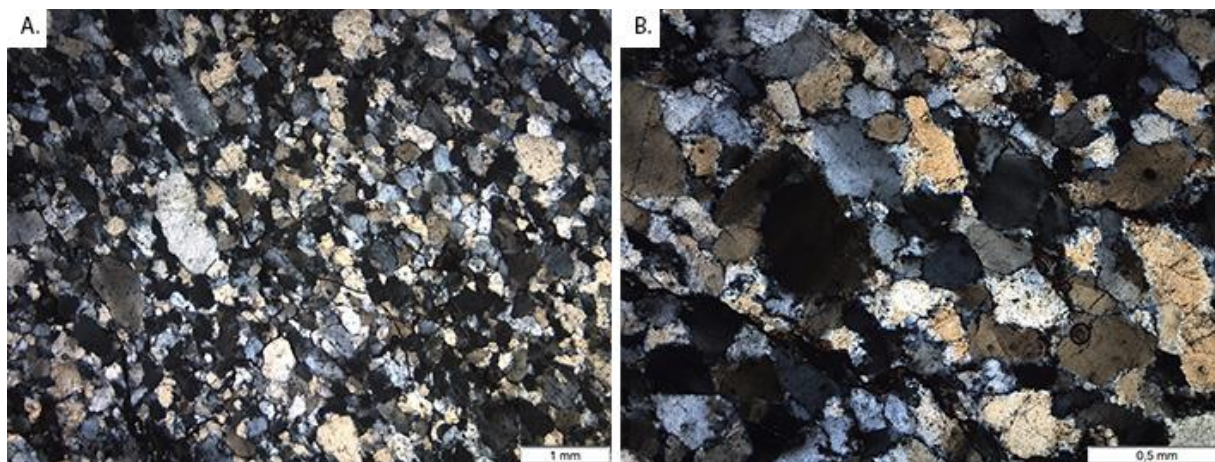
A litofácies metapsamítica desta unidade ocorre apenas como quartzito. O litotipo predomina no extremo leste da subárea VII, e o afloramento mais comum é de blocos métricos *in situ*. Ele ocorre geralmente em regiões com vegetação de mata densa caracterizada por árvores de grande porte, e em relevos suaves nas proximidades da serra (Figura 5.1.22).

São rochas de coloração clara (Figura 5.1.22), geralmente maciças, com textura inequigranular. Compostas predominantemente por quartzo de granulação fina a média, com hábito sub-arredondado a anguloso e contatos irregulares. Este mineral apresenta em alguns domínios contatos interlobados e extinção ondulante, resultado de processos de recristalização dinâmica (Figura 5.1.23). Em função da variação composicional, tais rochas são classificadas como quartzitos puros ou sub-arcoseanos a micáceos, mais raramente.

Figura 5.1.22: Afloramento de quartzito. A – Blocos métricos de quartzito, na base da Serra Manoel do Carmo, extremo leste da subárea VII. B – Amostra macroscópica de quartzito puro. Ponto TF18_VII_107.



Figura 5.1.23: Fotomicrografias de quartzito puro, localizado na Serra Manoel do Carmo. A – Nicóis cruzados. Note a textura predominantemente inequigranular. Aumento 2,5x. B – Em maior aumento note contatos irregulares entre os cristais de quartzo, e fraca extinção ondulante. Nicóis cruzados. Aumento 5,0x. Amostra TF18_VIII_27.



Nos quartzitos desta litofácies são observadas também estruturas primárias sedimentares preservadas, como marcas onduladas relativamente simétricas (Figura 5.1.24A) e estratificação cruzada acanalada, encontrada no mesmo contexto da Serra Manoel do Carmo pela subárea VIII adjacente a leste (Figura 5.1.24B).

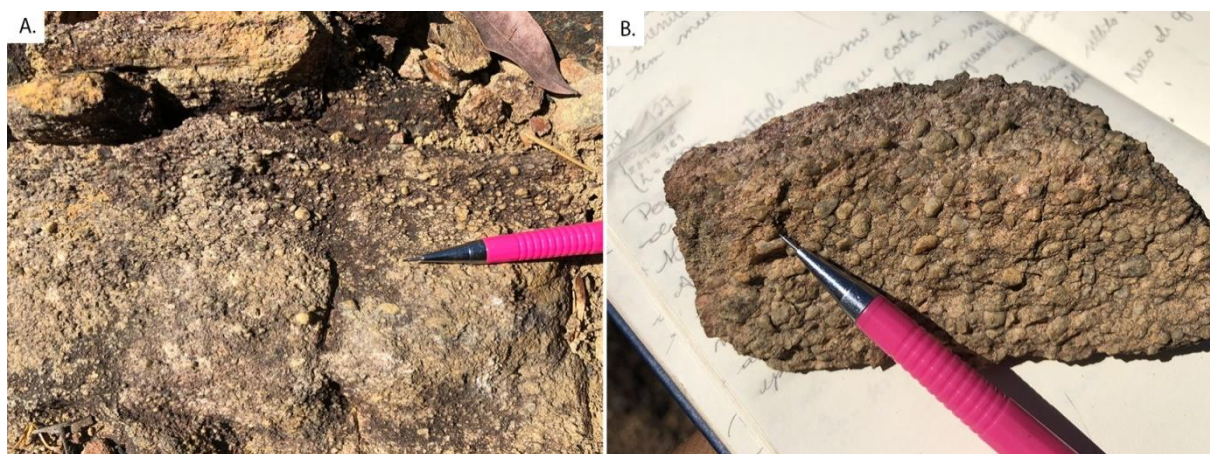
Figura 5.1.24: Estruturas sedimentares primárias em quartzitos. A – Marca ondulada simétrica. Ponto TF18_VII_17. B – Estratificação cruzada acanalada em quartzito, localizada na porção leste da Serra Manoel do Carmo. Ponto TF18_VIII_54.



5.1.3.2 Litofácies Metapsefítica

A litofácies metapsefítica raramente ocorre no contexto da Serra Manoel do Carmo, e é caracterizada por metaconglomerados. A rocha apresenta coloração clara, é clasto-suportada, com seixos arredondados e equigranulares de quartzo com granulometria média, medindo cerca de 3 mm e inseridos em matriz arenosa fina (Figura 5.1.25).

Figura 5.1.25: Ocorrências de metaconglomerados na Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. A – Afloramento em detalhe de metaconglomerado clasto-suportado. B – Amostra de mão de metaconglomerado clasto-suportado. Ponto TF18_VII_128.

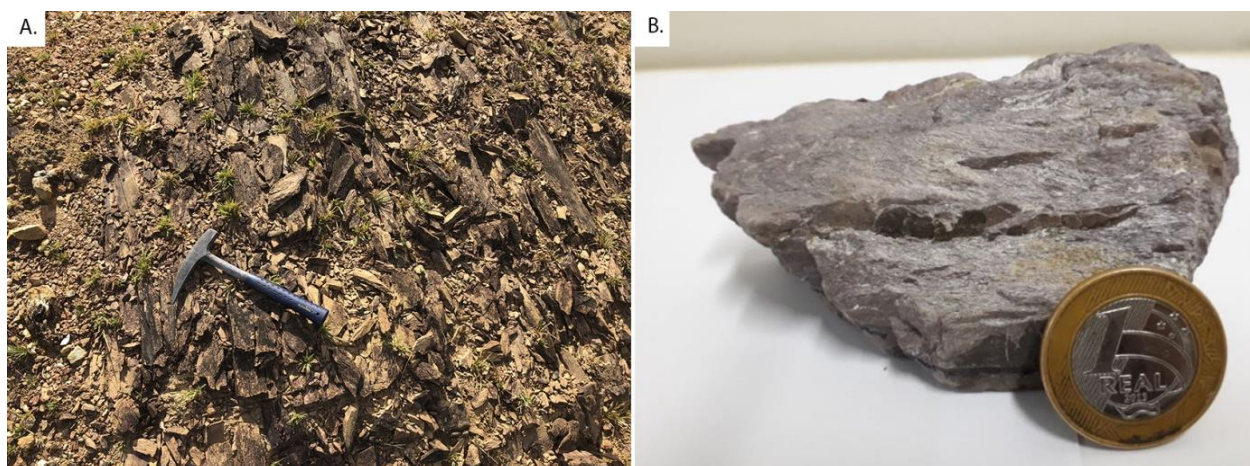


5.1.3.3 Litofácies Metapelítica

A litofácies metapelítica é caracterizada por faixa de metapelitos com direção NE-SW distribuída na porção centro-oeste da subárea VII, com cerca de 4 km de espessura, e ocorre como afloramentos escassos na forma de lajedos em campos abertos com vegetação herbácea, e por vezes em drenagens secas associadas a vegetações de mata densa. Nesta faixa predominam afloramentos de filito, por vezes intercalados com metassiltitos (Figura 5.1.29).

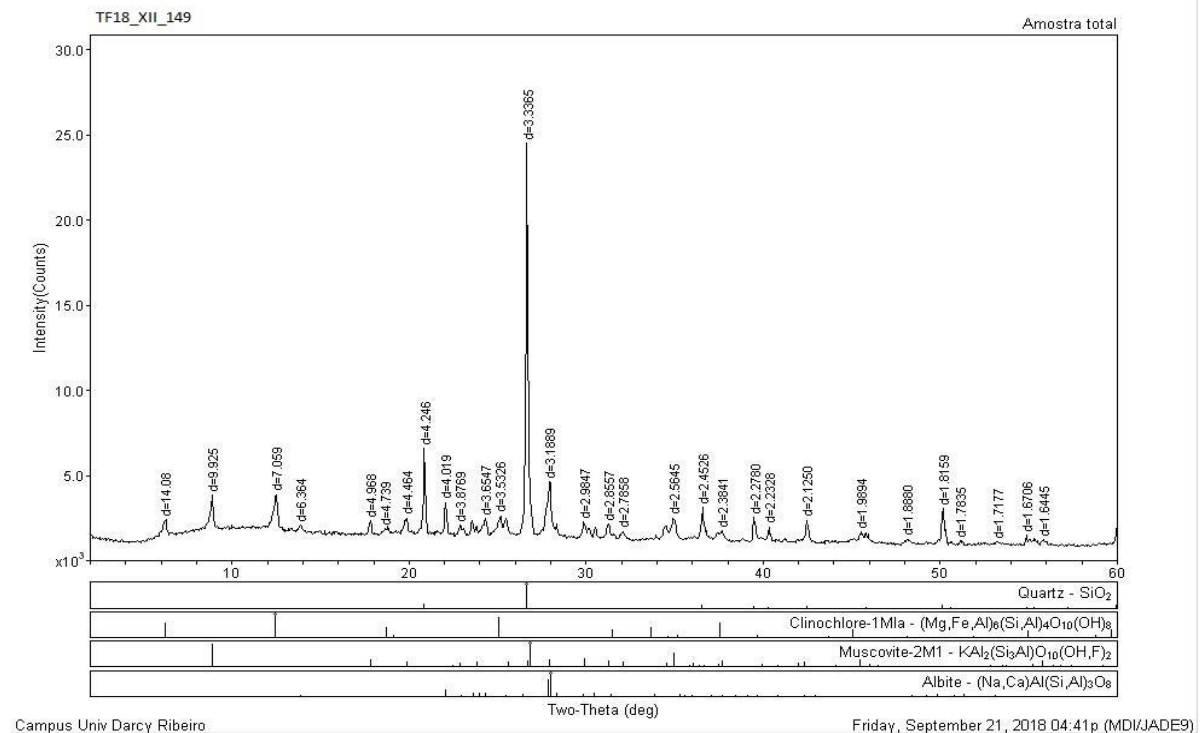
O **filito** ocorre como rocha de coloração clara em tons de lilás quando fresco, e com coloração marrom avermelhada quando alterado. Apresenta granulação fina e planos de foliação bem marcados por lamelas de muscovita, as quais conferem brilho sedoso ao litotipo (Figura 5.1.26).

Figura 5.1.26: Litotipo filito, localizado na porção centro-oeste da subárea VII. A – Afloramento de filito já alterado, com foliação bem marcada. Martelo indica o norte. Ponto TF18_VII_157. B – Amostra macroscópica de filito com coloração clara em tons de lilás. Amostra TF18_VII_61.



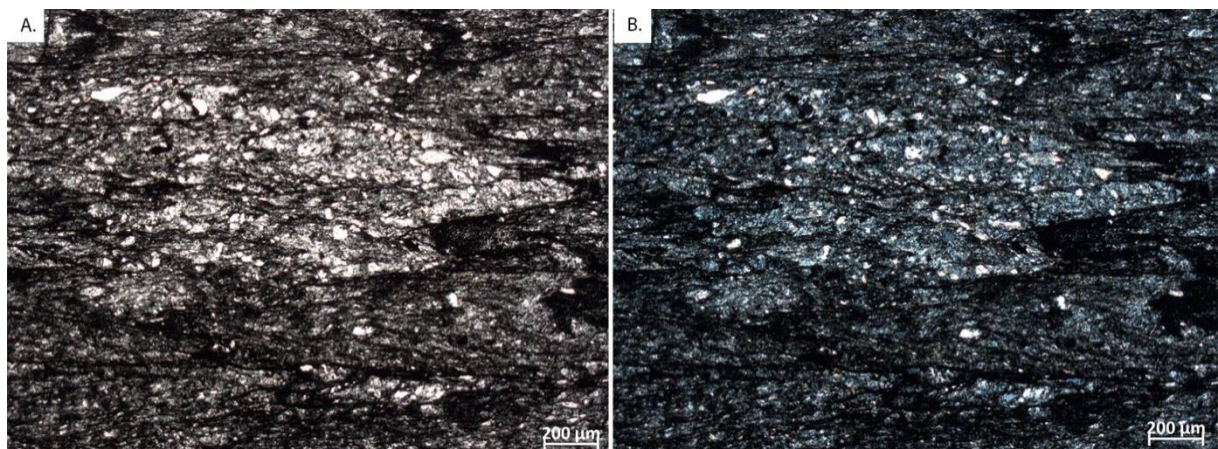
Análise de difratometria de raios-x realizada em amostra da subárea XII, adjacente a sul, demonstrando que o filito desta litofácies é composto por quartzo, clinoclóro, mica e albita (Figura 5.1.27).

Figura 5.1.27: Difratoograma obtido através de análise de raio-x em amostra de Filito desta unidade. Amostra TF18_XII_149.



Ao microscópio, o litotipo apresenta granulação fina, com grãos de tamanho menor que 50 μm em agregados monominerálicos de quartzo, os quais representam feição de recristalização dinâmica (Figura 5.1.28).

Figura 5.1.28: Fotomicrografias de filito. Note os agregados monominerálicos compostos por grãos de quartzo com granulação fina, imersos em matriz de granulação muito fina poliminerálica. Amostra TF18_VII_61. A – Nicóis paralelos. B – Nicóis cruzados. Aumento 2,5x.



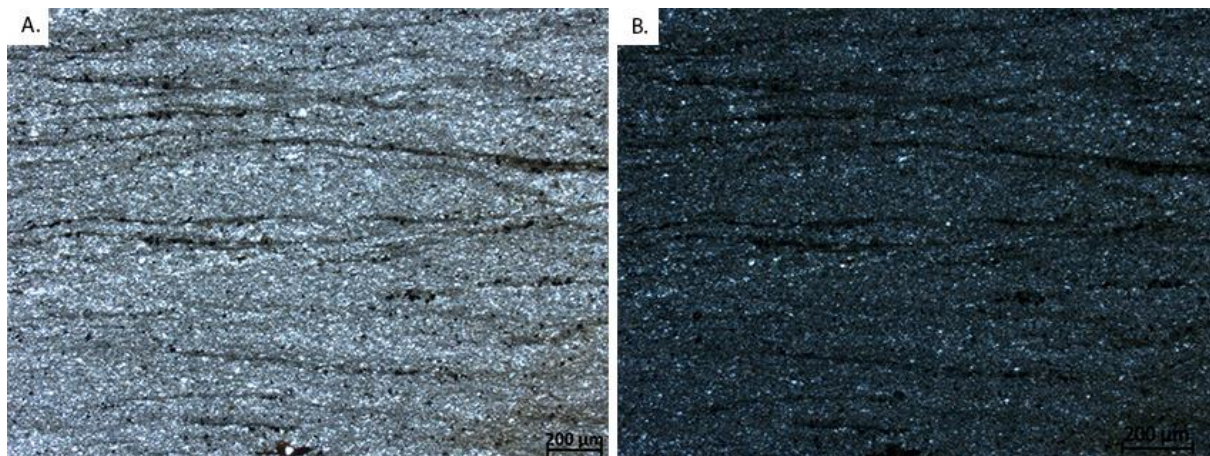
O **metassiltito** da unidade é uma rocha de coloração preta, com foliação muito bem pronunciada e granulação extremamente fina (Figura 5.1.29).

É composta por quartzo e outros minerais de difícil identificação em microscópio ótico. Apresenta planos de foliação anastomosados, além de veios e bolsões compostos apenas por quartzo (Figura 5.1.30).

Figura 5.1.29: Metassiltito localizado na porção centro-oeste da subárea VII. A – Afloramento de metassiltito em drenagem seca associada a vegetação com mata densa. Ponto TF18_VII_39. B – Afloramento em detalhe de metassiltito. Ponto TF18_VII_39.



Figura 5.1.30: Fotomicrografias de metassiltito. A – Nicóis paralelos. B – Nicóis cruzados. Aumento 2,5x. Amostra TF18_VII_39a.



5.1.4 Bacia do Parnaíba

A ocorrência da bacia do Parnaíba na subárea VII é restrita, representando menos de 1% do total mapeado, portanto esta não apresenta expressão nos produtos geofísicos. Os litotipos encontrados foram atribuídos à Formação Jaicós e à Formação Pimenteiras. A primeira é descrita pela CPRM como arenitos brancos com tonalidade creme e amarelada com intercalações tabulares de arenito fino e siltito, e níveis métricos a centimétricos de conglomerado com seixos de quartzo bem arredondados. A segunda, como siltitos amarelos e marrons, laminados e com intercalações de argilitos roxos e vermelhos, e arenitos brancos finos a muito finos.

5.1.4.1 Formação Jaicós

A Formação Jaicós ocorre como blocos *in situ* distribuídos sobre o domínio da Formação Morro do Aquiles, tanto na porção centro-norte quanto centro-sul da subárea VII. É representada por litotipos descritos como conglomerados matriz-suportados, com seixos de quartzo sub-arredondados a angulosos e de granulação variada, desde média até muito grossa, por vezes apresentando também lamelas centimétricas de muscovita (Figura 5.1.31).

Figura 5.1.31: Conglomerado matriz-suportado da Formação Jaicós. Ponto TF18_VII_81. A – Afloramento de conglomerado matriz-suportado. B – Amostra macroscópica, com seixos de quartzo centimétricos e sub-angulosos.



5.1.4.2 Formação Pimenteiras

A Formação Pimenteiras também ocorre como blocos *in situ* distribuídos na porção central norte e sul da subárea, e normalmente associada a campos abertos com vegetação herbácea. Os litotipos são caracterizados como arenitos ferruginosos, descritos em escala de mão como rochas de coloração clara avermelhada, com grãos finos a médios e arredondados de quartzo inseridos em matriz ferruginosa muito fina (Figura 5.1.32).

Figura 5.1.32: Arenito ferruginoso da Formação Pimenteiras. A – Afloramento de arenito ferruginoso. B – Amostra macroscópica de arenito ferruginoso. Amostra TF18_VII_1A.



5.1.5 Diques Máficos

Na subárea VII ocorrem diques de direção NW-SE que interceptam as demais estruturas, e apresentam expressão nos produtos geofísicos de gradiente horizontal total (GHT) e primeira derivada vertical (1DV). Os afloramentos típicos desta rocha são em lajedos métricos localizados em regiões de cerrado campo aberto, com vegetação herbácea e árvores de médio porte (Figura 5.1.33).

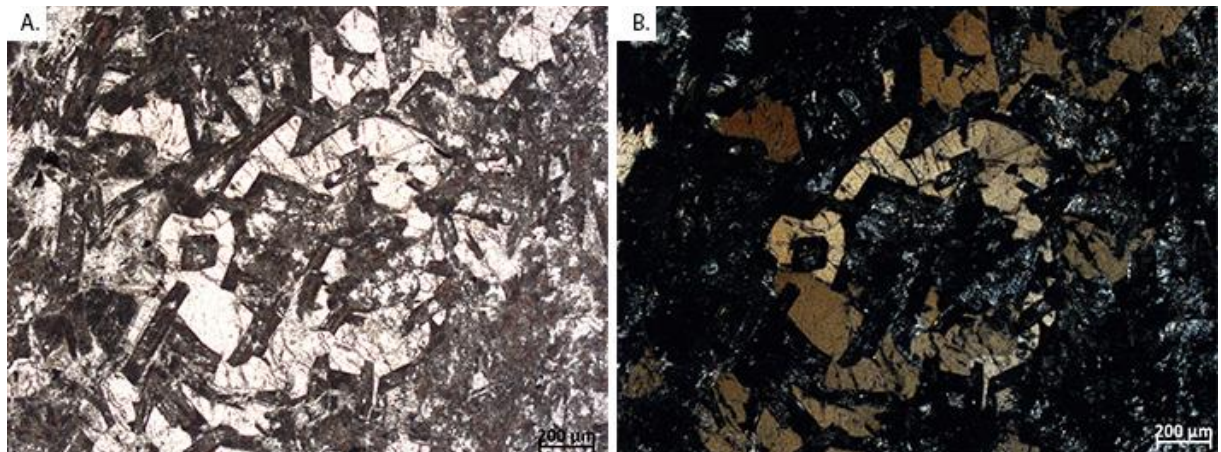
São rochas de coloração escura, com textura granular e cristais de granulação fina a média (Figura 5.1.33). Apresentam textura sub-óptica predominante, com cristais de plagioclásio parcialmente inclusos em cristais de piroxênio. O plagioclásio apresenta-se totalmente alterado para minerais de coloração preta, com o hábito prismático preservado.

A rocha é composta por cerca de 45% de clinopiroxênio, 40% de plagioclásio, 10% de quartzo e menos de 5% de clorita como produto de alteração do piroxênio (Figura 5.1.34).

Figura 5.1.33: Afloramento de dique máfico em lajedos métricos localizados em regiões de cerrado campo aberto, com vegetação herbácea. Ponto TF18_VII_171. B – Amostra macroscópica de dique máfico com granulação fina a média e textura granular. Amostra TF18_VII_130.



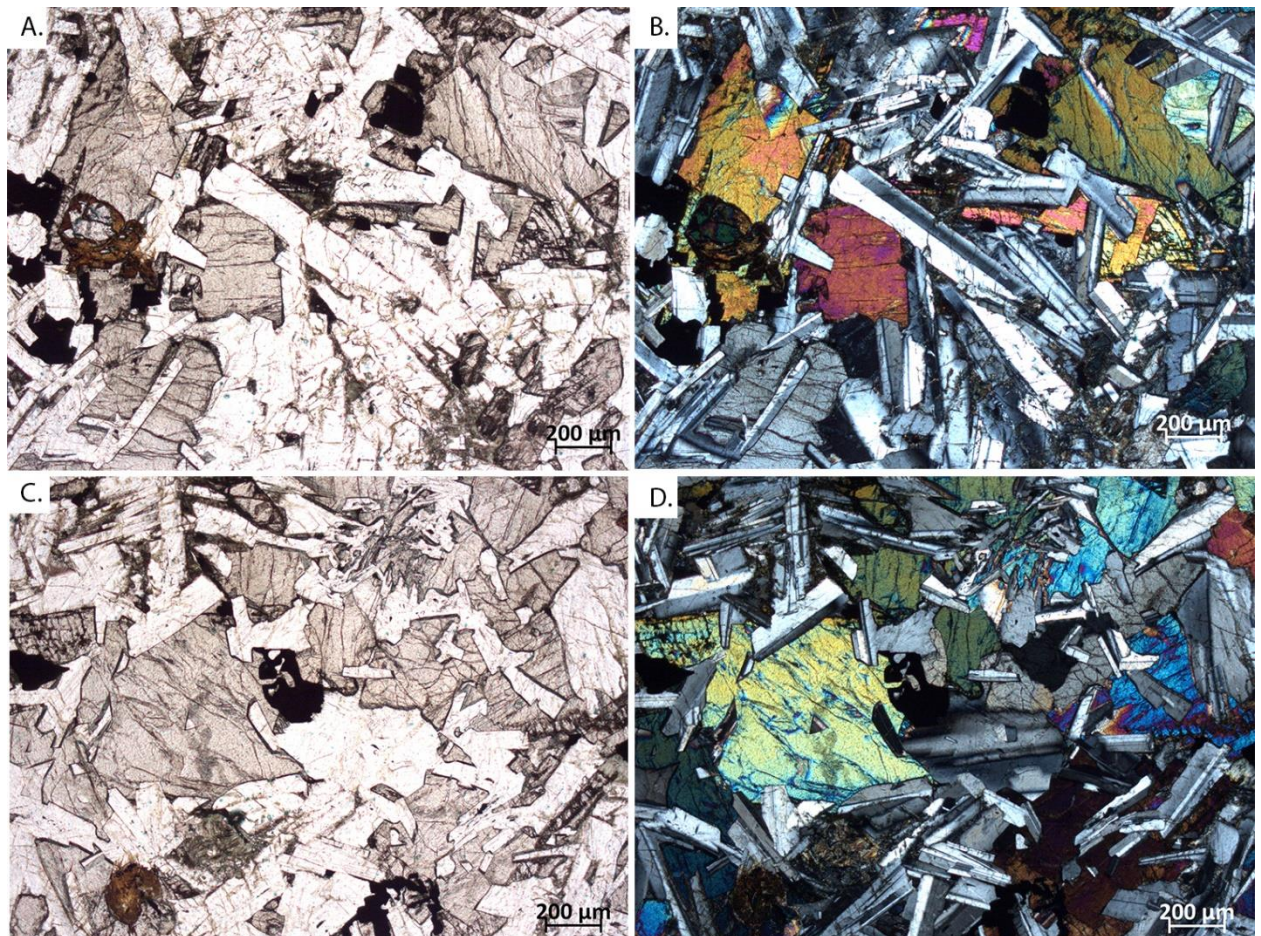
Figura 5.1.34: Fotomicrografias do dique máfico. A – Nicóis paralelos. B – Note a textura sub-oftica nas micrografias, com os cristais de piroxênio parcialmente inclusos em cristais de plagioclásio extremamente alterados. Nicóis cruzados. Amostra TF18_VII_130. Aumento de 2,5x.



Os diques máficos foram encontrados também no ponto 127, localizado na porção norte da Serra Manoel do Carmo. Este corresponde ao lineamento de direção NW-SE localizado no extremo nordeste da subárea VII, identificado no produto SA3D da magnetometria.

A rocha é fanerítica, apresenta granulação média e textura predominantemente equigranular subedral. Em alguns domínios observa-se textura sub-ofítica com cristais anedrais de piroxênio englobando parcialmente cristais subedrais de plagioclásio (Figura 5.1.35). Quantitativamente, a amostra possui cerca de 40% de plagioclásio, 40% de piroxênio, 15% de olivina e menos de 5% de opacos.

Figura 5.1.35: Fotomicrografias de dique máfico. A e C – Nicóis paralelos. B e D – Nicóis cruzados. Note a textura ígnea da rocha, com cristais euédricos de plagioclásio e piroxênio, compondo textura sub-ofítica na rocha. Aumento de 2,5x.



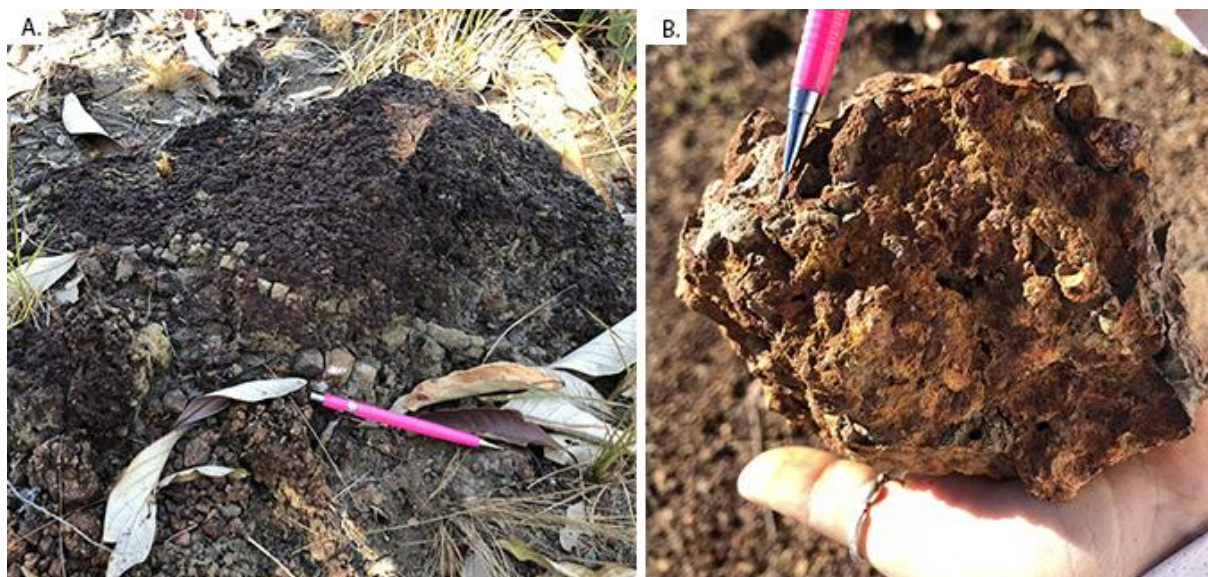
5.1.6 Lateritos

Os lateritos compõem cerca de 40% da área e predominam na porção central da Formação Morro do Aquiles, abrangendo também parte da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, com extensão de 5 km em média. Além desta faixa contínua, esta unidade ocorre distribuída por todos os outros domínios, feição comum em regiões tropicais.

No mapa de domínios gamaespectrométricos da área do Projeto Monte do Carmo, esta unidade está inserida no domínio H, que apresenta resposta ciano, com valores muito altos de eU e eTh, e baixos de K. Na composição ternária RGB da subárea VII, o domínio laterítico central está bem destacado também em tons de ciano, o que favoreceu a sua delimitação no mapa geológico.

A unidade aflora como blocos *in situ* e rolados, centimétricos a métricos, intercalados com litotipos de outras unidades (Figura 5.1.36A) e normalmente ocorre sustentando pequenos morrotes com vegetação rasteira. Os lateritos são compostos por material ferruginoso, com hematita, goethita e quartzo, identificados macroscopicamente, e por vezes com textura vermiforme típica deste tipo de material (Figura 5.1.36B).

Figura 5.1.36: Ocorrências de lateritos na subárea VII. A – Afloramento de laterito, *in situ*. B – Amostra macroscópica de laterito com textura vermiforme. Amostra TF18_VII_1b.



5.1.7 Litogeoquímica

Análises de geoquímica para elementos maiores em rocha total foram realizadas para rochas representativas das principais unidades do Projeto Monte do Carmo, a fim de caracterizar a natureza geoquímica destas, além de classifica-las com maior assertividade, corroborando ou não com as descrições petrográficas.

5.1.7.1 Granitos Sin- a Tardi-tectônicos

Utilizando os dados de litogeoquímica dos corpos graníticos Torre e Manduca coletados na subárea VII, e plotando-os no diagrama para classificação de granitos (Figura 5.1.37A) apresentado abaixo, o primeiro foi classificado como Granito (amostra TF18_VII_66b) e o segundo como Granodiorito (amostra TF18_VII_146). Tais resultados são condizentes com as classificações realizadas através das descrições petrográficas (item 5.1), segundo as quais o granito torre foi identificado como um muscovita biotita monzogranito, com muscovita enriquecida em titânio indicando origem magmática para este mineral. E o granito manduca foi classificado como biotita Granodiorito.

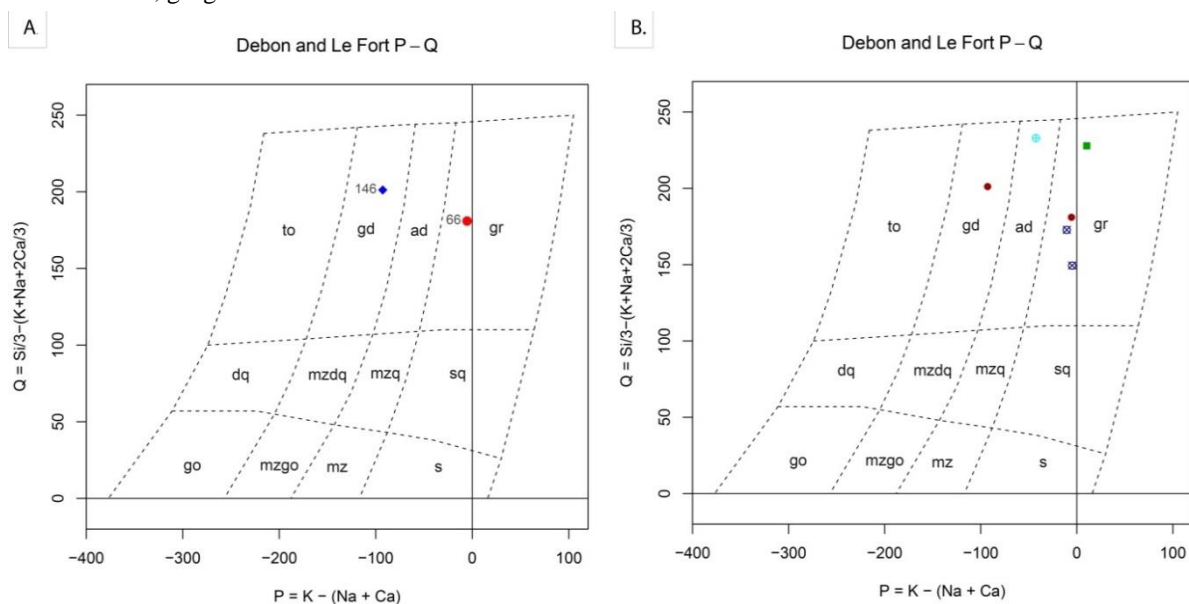
Os dados de litogeoquímica de todos os corpos graníticos pertencentes ao contexto da suíte granítica manduca estão plotados no diagrama P-Q de classificação de rochas plutônicas ácidas (Debon and Le Fort), e totalizaram seis análises (Figura 5.1.37B e Tabela 5.1.1).

Os resultados sugerem que estes plútons variam de granitos à granodioritos, com composição intermediária de adamelito para o corpo granítico Zacarias (Figura 5.1.37). Ainda, devido às similaridades composicionais entre eles, é possível que os quatro corpos Torre, Santana, Manduca e Zacarias façam parte de uma mesma suíte granítica, representando fácies distintas.

Tabela 5.1.1: Resultado parcial das análises de elementos maiores em rocha total para as amostras plotadas nos diagramas das figuras 5.1.37 e 5.1.38. Nesta tabela estão representados apenas os elementos mais relevantes para caracterização dos corpos graníticos em questão. As análises completas estão contidas no Anexo V.

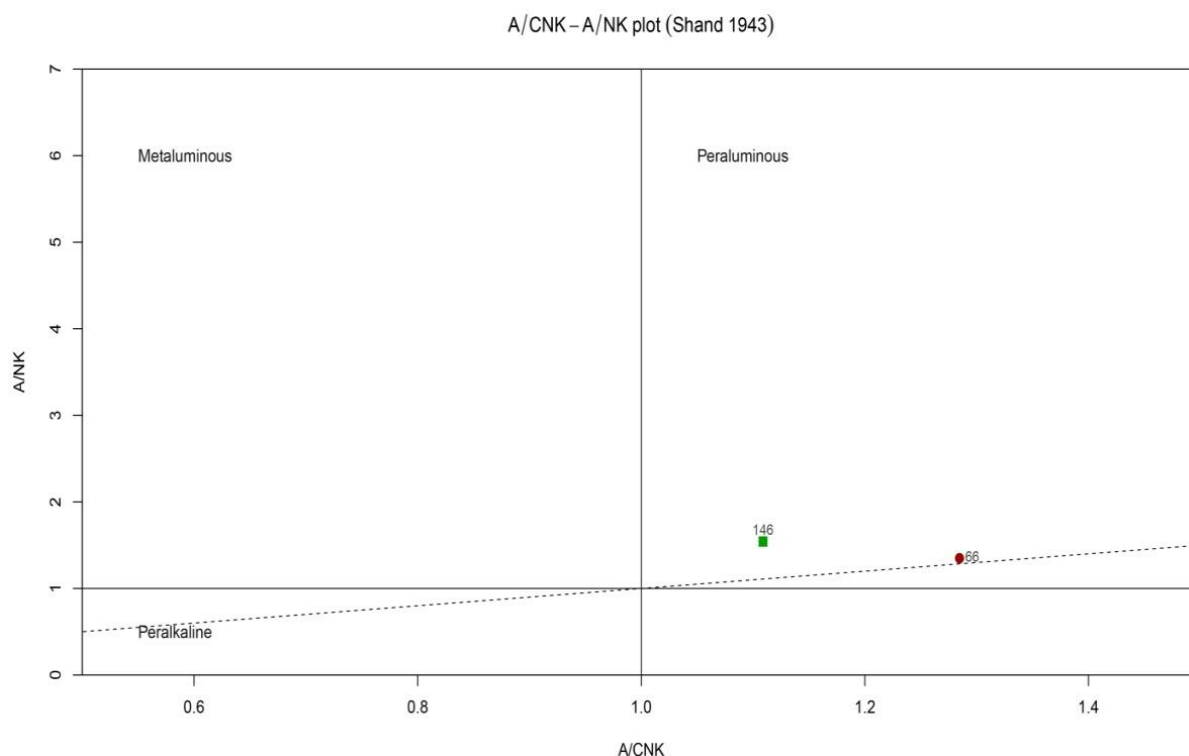
Amostra	TF18_II_1	TF18_VI_154	TF18_VII_66b	TF18_VII_146	TF18_XII_31	TF18_XII_140
Unidade	Zacarias	Santana	Torre	Manduca	Manduca	Manduca
AL₂O₃	13,62	12,09	15,08	13,68	15,00	14,16
CaO	0,50	0,53	0,31	1,91	0,47	1,38
MgO	0,50	0,28	0,35	0,88	0,40	0,15
FeO	1,02	2,16	1,17	3,11	0,90	1,54
Na₂O	3,60	2,66	3,40	3,61	3,45	3,34
K₂O	4,50	4,98	5,16	2,72	5,15	6,00
MnO	0,04	0,07	0,02	0,09	0,03	0,05
P₂O₅	0,10	0,11	0,07	0,32	0,04	0,07
TiO₂	0,22	0,36	0,23	0,89	0,20	0,27
SiO₂	74,50	76,75	72,80	71,72	71,94	72,26
As	1,9	9,3	2,8	3,7	6,2	3,4
Ba	1045,6	1597,5	1103,5	525,1	932,4	1851,6
Cd	0,9	1,8	0,9	2,5	1,8	1,0
Co	60,4	6,9	4,6	67,0	4,1	94,3
Cr	22,2	7,4	2,7	18,8	103,5	8,3
Cu	14,2	6,4	1,1	2,6	10,7	3,6
Li	30,2	21,6	21,8	58,6	12,0	14,3
Ni	9,5	2,7	2,5	4,7	3,6	1,7
P	431,8	470,0	291,9	1410,4	153,3	286,2
Pb	26,4	20,7	21,0	7,2	0,7	19,6
Zn	51,5	93,3	62,5	99,5	55,5	62,2
Mn	14,2	6,4	1,1	2,6	10,7	3,6

Figura 5.1.37: Diagramas de classificação de rochas plutônicas ácidas P-Q (Debon and Le Fort). A – Amostras da subárea VII plotadas - granito torre (TF18_VII_146) e granito manduca (TF18_VII_66b). B – Amostras plotadas dos granitos da subárea VII (vinho), II (verde claro), VIII (verde escuro) e XII (lilás). gd: granodiorito; ad: adamello; gr: granito.



As análises dos seis corpos graníticos foram plotadas no diagrama de alumina-saturação (Shand 1943). Todos os granitos foram caracterizados como de caráter peraluminoso.

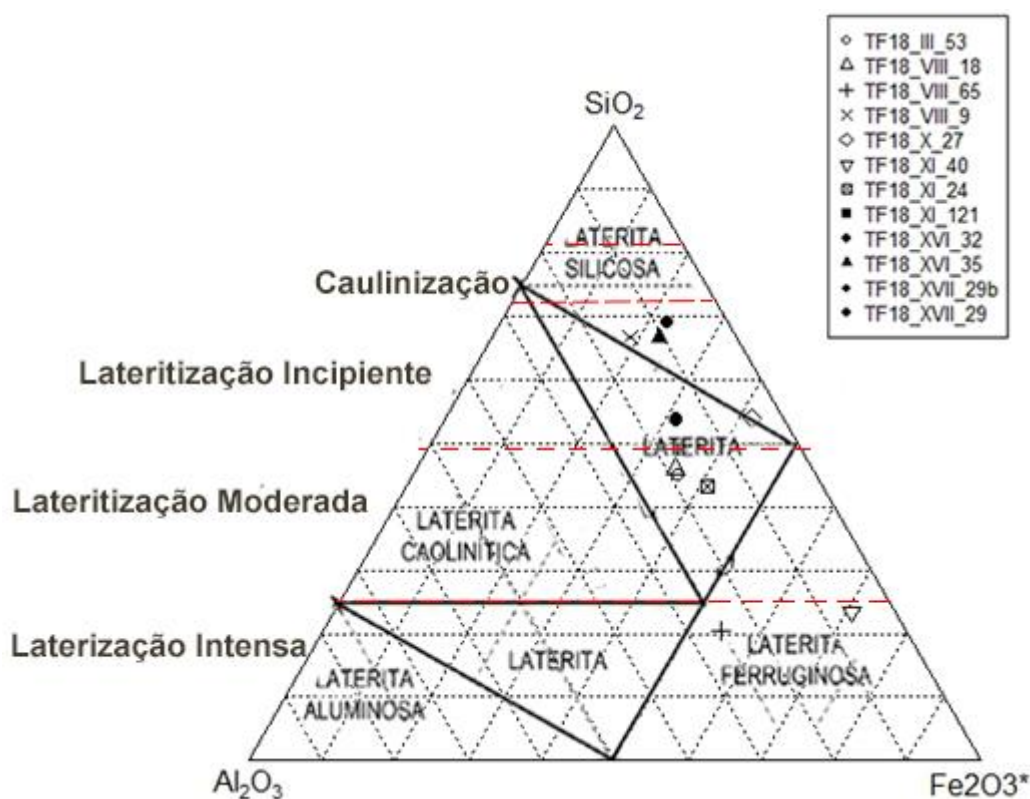
Figura 5.1.38: Diagrama de alumina-saturação A/CNK – A/NK (Shand 1943) para as rochas graníticas da subárea VII. As amostras 146 e 66 foram classificadas como granitos de caráter peraluminoso segundo o diagrama.



5.1.7.2 Crostas Lateríticas

Realizou-se análise geoquímica em 12 amostras de crosta laterítica distribuídas nas subáreas III, VIII, X, XI, XVI e XVII, conforme tabela geoquímica em anexo (Anexo V). Os dados obtidos foram plotados no diagrama trielementar com os componentes SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃ (Schellmann, 1982; Melfi, 1994) (Figura 5.1.39) abaixo, com o objetivo de estimar a intensidade de laterização destas rochas, além de determinar a sua natureza.

Figura 5.1.39: Diagrama trielementar dos componentes SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃ com 12 amostras do Projeto Monte do Carmo plotadas.



A partir da plotagem no diagrama trielementar acima (Figura 5.1.39), foi feita uma compilação com os resultados obtidos, representada na Tabela 5.2 a seguir.

Tabela 5.1.2: Compilação dos resultados obtidos a partir da plotagem das análises no diagrama acima.

Ponto	Índice de Laterização	Anomalia Positiva	Anomalia Negativa
TF18_III_53	Moderada		Zr, Ba
TF18_VIII_18	Moderada		
TF18_VIII_65		Cu, Cr	
TF18_VIII_9	Incipiente		
TF18_X_27	Incipiente	Sr, Ba, Pb	
TF18_XI_40		As, Mo, Zn	Co, Cu, Li
TF18_XI_24	Moderada	Mo	
TF18_XI_121	Incipiente		Mo
TF18_XVI_32	Incipiente	Co	Ba, Sr
TF18_XVI_35	Incipiente		Ba, P, Sr
TF18_XVII_29b	Incipiente		
TF18_XVII_29	Incipiente		

5.2 Contexto Estrutural do Projeto Monte do Carmo

A região do Projeto Monte do Carmo é caracterizada por uma trama anastomosada de *trend* NNE-SSW, em que os contatos entre as unidades litoestruturais são limitados por traços associados a zonas de cisalhamento. Essa trama cisalhante é muitas vezes modificada por falhas normais de *trend* NW-SE, segmentando e embutindo unidades litoestruturais em diferentes níveis.

Zonas de cisalhamento são componentes comuns em vários terrenos metamórficos. Elas dividem grandes regiões em subdomínios ou blocos litotectônicos que contêm elementos estruturais e tectônicos similares. A compreensão da evolução geológica e os processos tectônicos dependem do entendimento das zonas de cisalhamento com as unidades adjacentes.

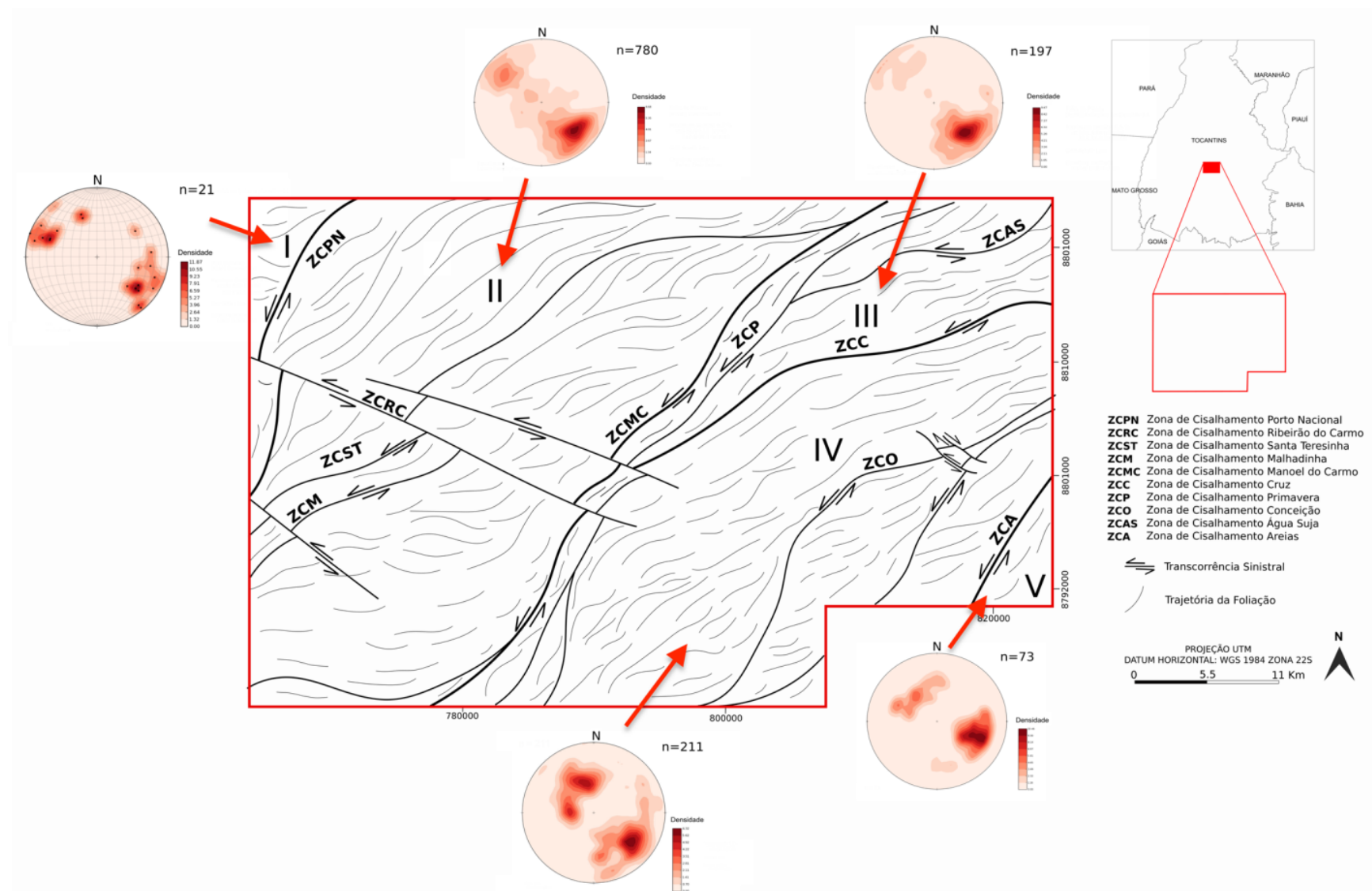
Para o mapeamento dessas zonas, assim como a definição dos domínios estruturais, foi utilizada a integração de dados de aeromagnetometria, imagens de satélite e dados de campo. Nas imagens de aeromagnetometria as zonas de cisalhamento são expressas na forma de estruturas de primeira ordem com forte contraste em relação às estruturas de segunda e terceira. Em imagens de satélite, apresentam forte controle sobre feições superficiais como serras, rios e drenagens, em campo, apresentam tramas miloníticas e outras estruturas indicativas de regime dúctil.

5.2.1 Quadro Estrutural Regional

Ao todo, foram individualizadas 4 zonas de cisalhamento principais, denominadas de: Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN), Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC), Zona de Cisalhamento Cruz e Zona de Cisalhamento Areias. Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (Figura 5.2.1).

Projeto Monte do Carmo – Subárea VII

Figura 5.2.1: Mapa de domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.



A **ZCPN** está inserida na parte oeste da área mapeada, apresenta traço sinuoso de direção NNE-SSW ao norte e N-S na porção sul. Possui dois segmentos, com aproximadamente 1,5 km entre eles, e extensão que extrapola a área mapeada. É caracterizada por cisalhamento de alto ângulo com cinemática sinistral.

A **ZCMC** é localizada na parte central do projeto e sua expressão em superfície é bem marcada pela serra homônima. Apresenta *trend* NE-SW nas porções norte e centro, e, próximo a extremidade sul da área mapeada, sofre mudança súbita para um *trend* N-S. É caracterizada por cisalhamento de médio a alto ângulo com cinemática sinistral.

A **ZCC** compreende uma estrutura de aproximadamente 30 km de extensão, situada na porção nordeste da área. Apresenta *trend* NE-SW, cinemática sinistral e é caracterizada por cisalhamento de médio a alto ângulo.

A **ZCA** é observada no extremo sudeste da área, com extensão de aproximadamente 10 km e *trend* NE-SW.

5.2.1.1 Domínio I

Localizado no extremo oeste do Projeto Monte do Carmo, este domínio é delimitado a leste pela **CZPN**. É constituído exclusivamente por rochas do Granito Matança, corpo de dimensões batolíticas com fraca anisotropia na porção centro sul, exceto por esparsas bandas de cisalhamento centimétricas, e intensamente milonitizado na porção norte. Esta fábrica tectônica penetrativa é restrita às bordas do corpo, apresenta alto ângulo (70° a 90°) e direção predominante NNE-SSW.

5.2.1.2 Domínio II

Este domínio estrutural compreende uma extensa faixa de aproximadamente 30 km de largura e orientação NNE-SSW, sendo delimitado a oeste pela **ZCPN** e a leste pela **ZCMC**. Este setor tem como principal característica a foliação regional (Sn) de médio a alto ângulo (55° a 90°), anastomosada e com *trend* NE-SW a E-W o que configura geometria sigmoidal de cinemática sinistral. As zonas de cisalhamento Santa Teresinha (**ZCST**) e Malhadinha (**ZCM**) acompanham a geometria sigmoidal.

Na porção central desse domínio é observada a Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo (**ZCRC**), de transcorrência sinistral na direção NW-SE, que desloca as demais zonas

de cisalhamento.

De forma geral, as regiões próximas às zonas de cisalhamento apresentam trama milonítica (Sm) de alto ângulo (70° a 80°) e lineações de estiramento mineral de baixo ângulo (15° a 20°) oblíquas as foliações. Essa fábrica tectônica é observada tanto nas bordas quanto nas porções centrais das rochas cristalinas do Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Suíte Aliança, Suíte Gabbro-Anortosítica Carreira Comprida e Suíte Lajeado.

5.2.1.3 Domínio III

Este domínio está localizado na porção nordeste da área do projeto. Compreende uma faixa de direção NE-SW de aproximadamente 26 km de extensão e 15 km de largura. É delimitado a oeste pela **ZCMC** e a sul pela **ZCC**. Engloba as unidades litoestratigráficas intrusivas máfica-ultramáficas e a sequência metavulcanossedimentar indiferenciada. Apresenta geometria triangular e trama levemente anastomosada. Uma das principais características deste domínio são as dobras de arrasto sinformes, fechadas, inclinadas, com caimento suave para NE e plano axial subvertical que afetam os quartzitos e filitos que constituem a Serra Manoel do Carmo. Estas dobras ocorrem entre as **ZCMC** e a Zona de Cisalhamento Primavera (**ZCP**). As foliações regionais Sn neste domínio são de mergulho moderado a alto, variando de 50° a 85° em *trend* NE-SW.

5.2.1.4 Domínio IV

O domínio IV se localiza no centro-leste da área e compreende uma faixa de 30 km de largura e 50 km de comprimento que engloba a unidade metavulcanossedimentar indiferenciada e a Suíte Ipueiras, orientados predominantemente na direção NE-SW. É limitado pela **ZCMC**, a oeste, e pela **ZCA**, a leste.

Neste compartimento há o predomínio de deformações rúpteis-dúcteis, com a presença de foliação regional em rochas metassedimentares e zonas de cisalhamento. Na extremidade oeste do domínio a foliação regional apresenta mergulho para WNW e a leste a foliação regional possui mergulho para ESSE.

Na porção central ocorre uma rotação na direção da foliação regional, observada tanto em campo quanto nos produtos geofísicos: as direções mudam gradativamente de N-S na extremidade sul da área para NE-SW à medida que se aproxima do centro do domínio do projeto, provavelmente em razão da interferência das zonas de cisalhamento. É impressa uma

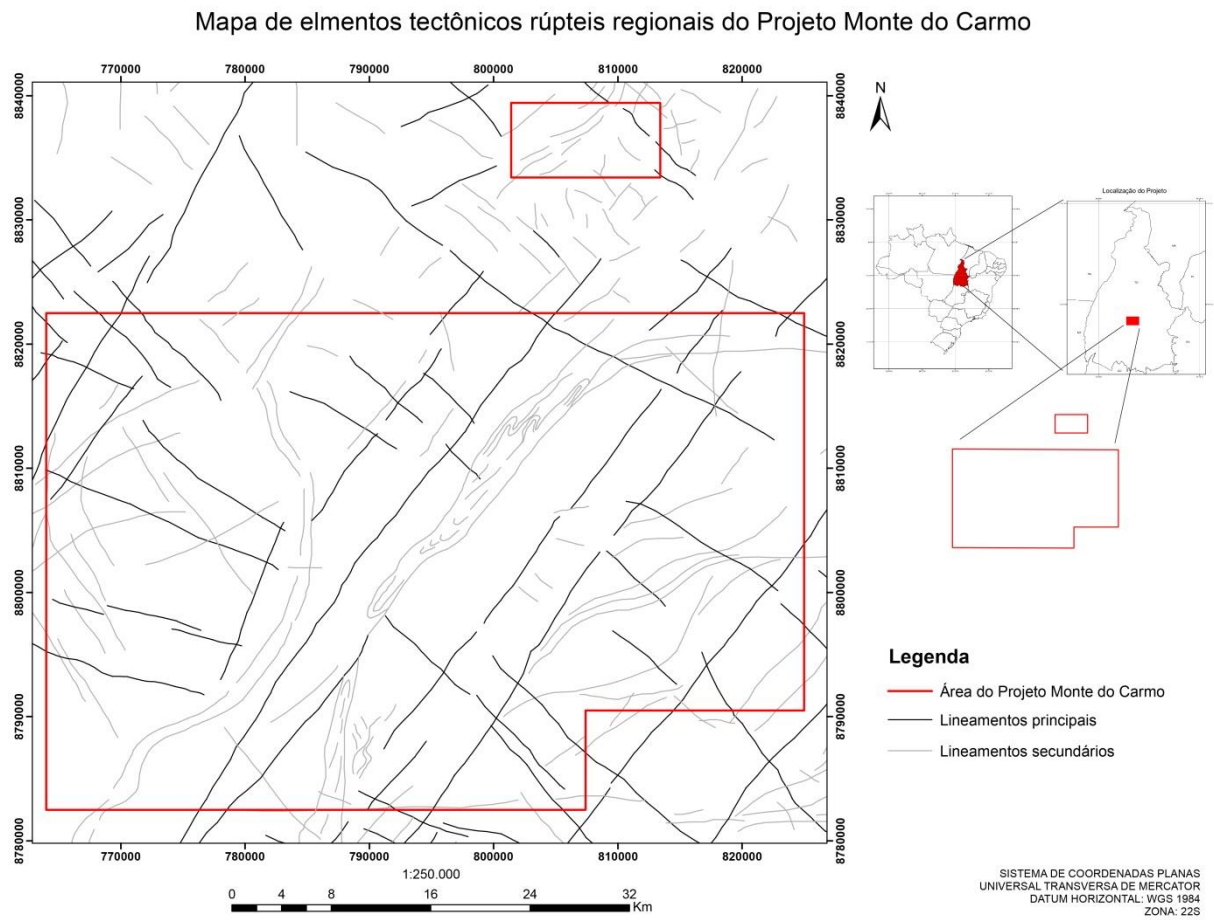
deformação dúctil pronunciada nas serras de rochas metassedimentares, ora mostrando-se com duas foliações superpostas, ora na forma de dobras com eixos NE-SW marcadas em imagens de satélite.

5.2.1.5 Domínio V

Localizado no extremo sudeste da área mapeada este domínio é delimitado a oeste pela **ZCA**. Compreende uma faixa de aproximadamente 10 km de largura e 10 km de comprimento que engloba a sequência vulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo. Esse domínio é definido pela presença de falhas transcorrentes que cortam toda a área e zonas de cisalhamento de direção NE-SW associadas a rochas vulcânicas máficas, onde ocorrem baixos topográficos. As falhas transcorrentes são observadas em zonas de localização da deformação, por meio do adensamento de fraturas que acompanham o *trend* regional NE-SW. Além disso, existem zonas de cisalhamento locais de direção W-E, que rotacionam as foliações regional e milonítica. Observa-se também um *trend* quase perpendicular de direção NW-SE de deformação rúptil posterior, representado por falhas, juntas e fraturas.

Estruturas de regime rúptil-dúctil e rúptil são observadas ao longo de todos os domínios descritos. Estas estruturas consistem em duas famílias principais, uma de *trend* NE-SW e outra NW-SE (Figura 5.2.2). A interação entre essas duas famílias resulta em um recorte escalonado das unidades litotectônicas, marcada por pronunciado gradiente de relevo e forte controle sobre as serras que circundam a área de estudo. Tais feições são observadas principalmente entre as cidades de Porto Nacional e o povoado da Escola Brasil.

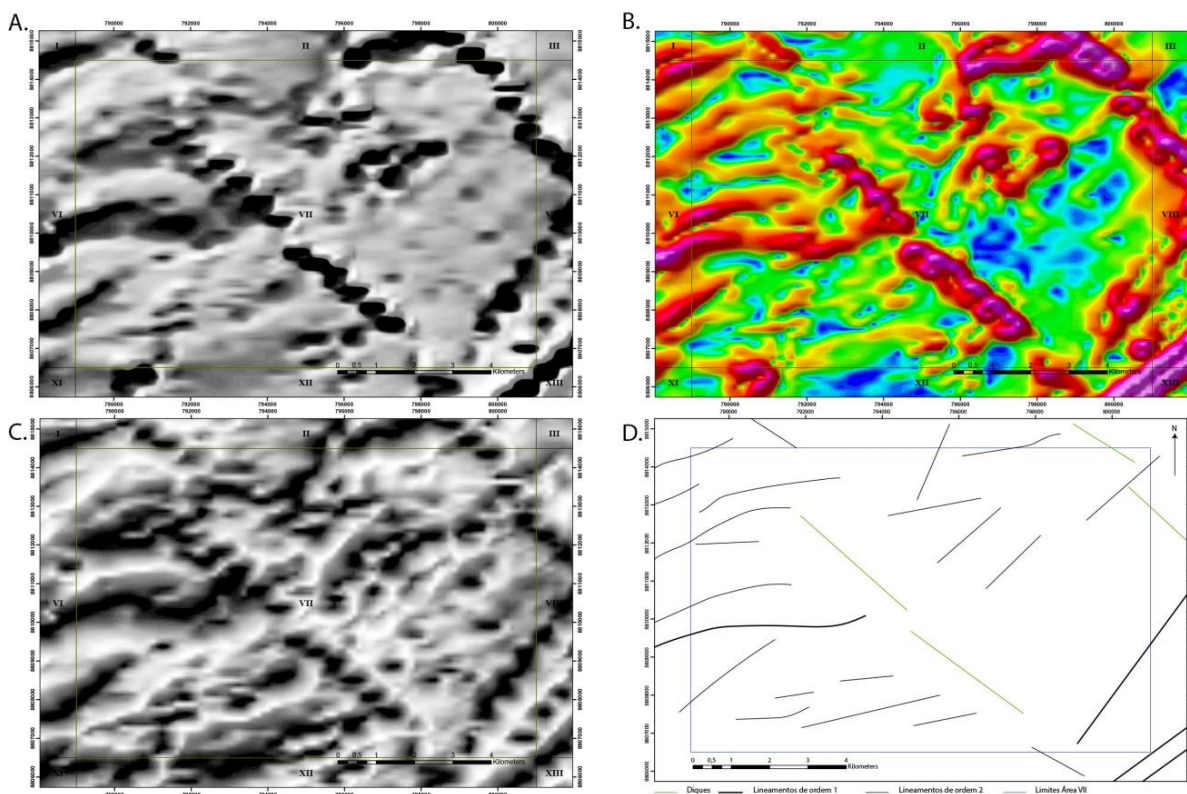
Figura 5.2.2: Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.



5.3 Geologia Estrutural Local

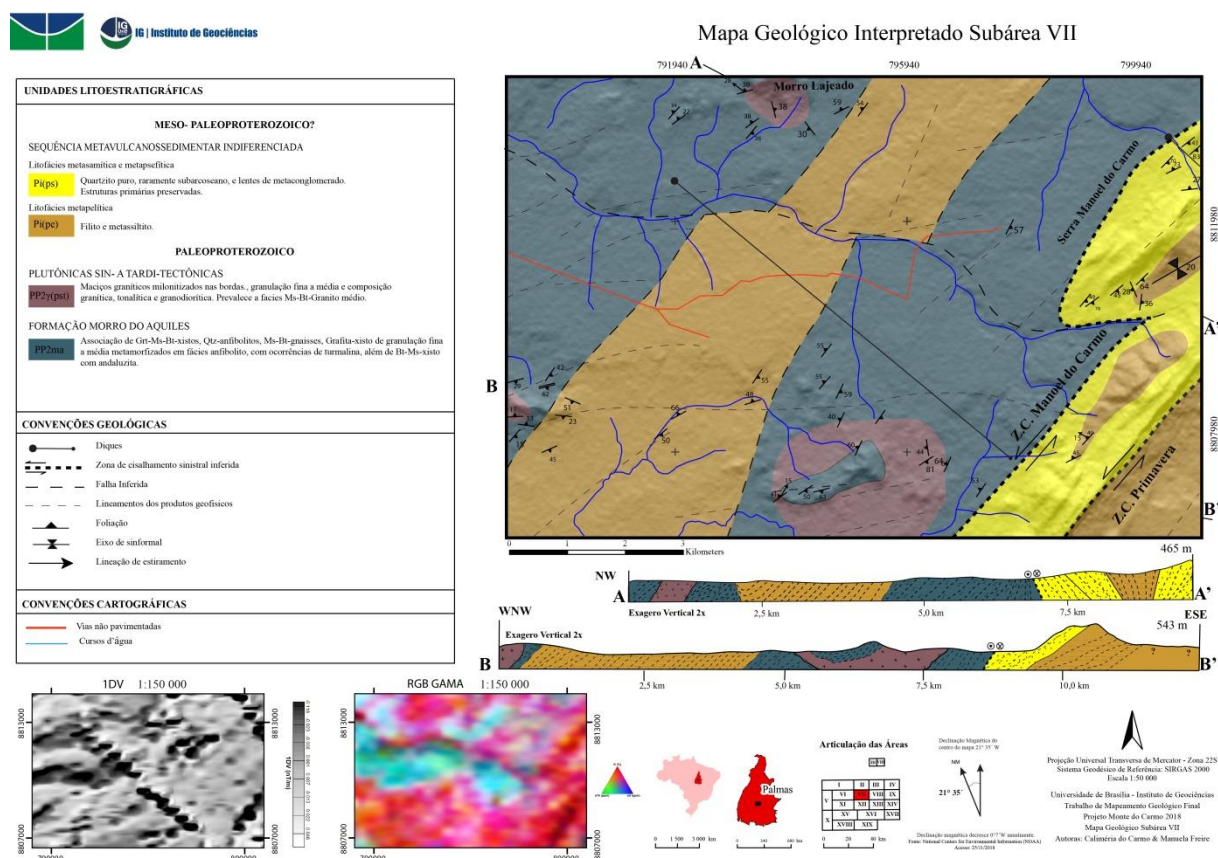
No mapa de domínio magnético-estruturais do Projeto Monte do Carmo, a subárea VII está inserida quase completamente no domínio II, com parte do extremo sudeste pertencendo ao domínio III. A partir da escala local, foram extraídos os principais lineamentos geofísicos a partir dos produtos de aeromagnetometria (Figura 5.3.1A, B e C), sendo os principais utilizados: a primeira derivada vertical, o gradiente horizontal total e o TILT. Foi confeccionado então o mapa de estruturas da subárea (Figura 5.3.1D), onde os lineamentos regionais de direção NW-SE traçados em verde foram caracterizados como diques de diabásio, e observados na subárea VII em afloramentos raros e espaçados. Os lineamentos de primeira ordem com direção NE-SW traçados em preto representam zonas de cisalhamento transcorrentes inferidas de caráter regional. E os demais lineamentos de segunda ordem, também com direção NE-SW, representam falhas de menor escala, algumas identificadas em campo.

Figura 5.3.1: Produtos geofísicos utilizados na delimitação de estruturas macroscópicas da subárea VII. A – Primeira Derivada Vertical (1DV). B – Gradiente Horizontal Total (GHT). C – TILT. D – Mapa com estruturas preliminares. Traços verdes: diques de diabásio; Traços pretos grossos: lineamentos primeira ordem; Traços pretos finos: lineamentos segunda ordem.



No contexto estrutural regional do Projeto Monte do Carmo predominam extensas zonas de cisalhamento e diversas intrusões graníticas. Na subárea VII ocorrem as zonas de cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC) e Primavera (ZCP), de caráter transcorrente com direção NE-SW e cinemática sinistral. Estas são as estruturas mais expressivas no contexto estrutural, e as camadas de muscovita xisto, paragneisse, filito, metassiltito e quartzito possuem mesma direção e variam com mergulhos desde 30° até 60° (Figura 5.3.2). Existem na região dobras em mesoescala, centimétricas a métricas, mas estas ocorrem localmente e são de arrasto, predominantemente.

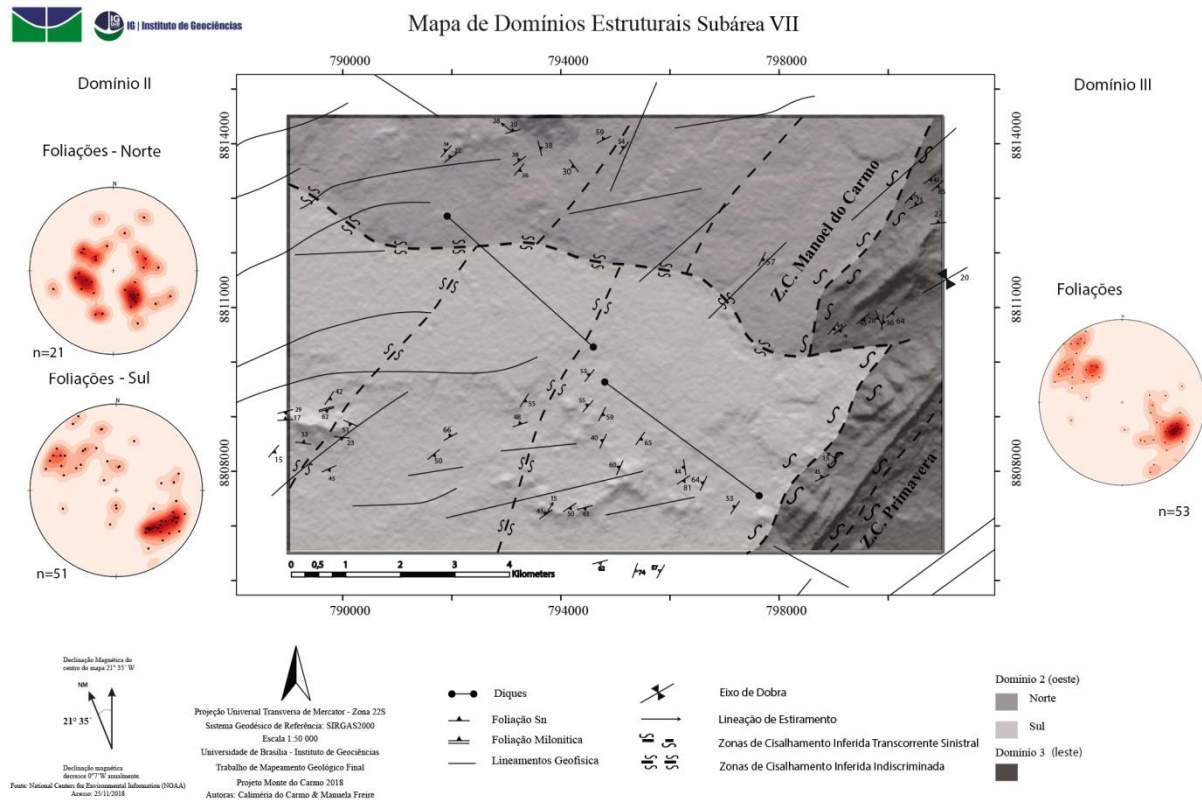
Figura 5.3.2: Mapa geológico interpretado da subárea VII, com as unidades litoestratigráficas representadas, medidas de foliação regional Sn e perfis geológicos AA' e BB'.



A subárea VII está inserida nos domínios estruturais 2 e 3 do Projeto Monte do Carmo, individualizados pela Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (Z.C. Manoel do Carmo – Figura 5.3.3), ambos com *trend* principal NE-SW, e serão referidos neste item como “domínio oeste” e “domínio leste”, respectivamente (Figura 5.3.3). O domínio oeste representa cerca de 80% da subárea e é composto principalmente por unidade de muscovita xistos intercalados com paragneisses, interceptada por uma faixa de filitos intercalados com metassiltitos na porção centro-oeste, com mesma direção do *trend* regional; ainda, estes xistos foram intrudidos por três corpos graníticos de caráter sin a tardi-tectônico. Na subárea VII, este domínio foi subdividido em domínio norte e sul, devido à diferença de direção das foliações regionais representadas nos estereogramas.

O domínio leste compõe cerca de 20% da subárea e é representado pela Serra Manoel do Carmo, a qual apresenta continuidade regional tanto para nordeste quanto para sudoeste nas subáreas VIII e XII adjacentes. Este domínio é composto por quartzitos puros a micáceos e lentes de metavulcanoclásticas, metassiltitos e filitos, todos com deformação incipiente.

Figura 5.3.3: Mapa de domínios estruturais da subárea VII, com os estereogramas de foliação regional Sn representativos do domínio II à esquerda, norte e sul; e do domínio III à direita.



A Serra Manoel do Carmo é a estrutura mais expressiva na subárea, e foi caracterizada como um extenso cisalhamento associado com evento transcorrente regional, delimitado por duas zonas de cisalhamento: uma à leste nomeada Zona de Cisalhamento Primavera, e outra à oeste nomeada Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (Figura 5.3.3). O contato entre as unidades Metavulcanossedimentar Formação Morro do Aquiles e Metavulcanossedimentar Indiferenciada é tectônico, e definido por falhas indiscriminadas de direção NE-SW.

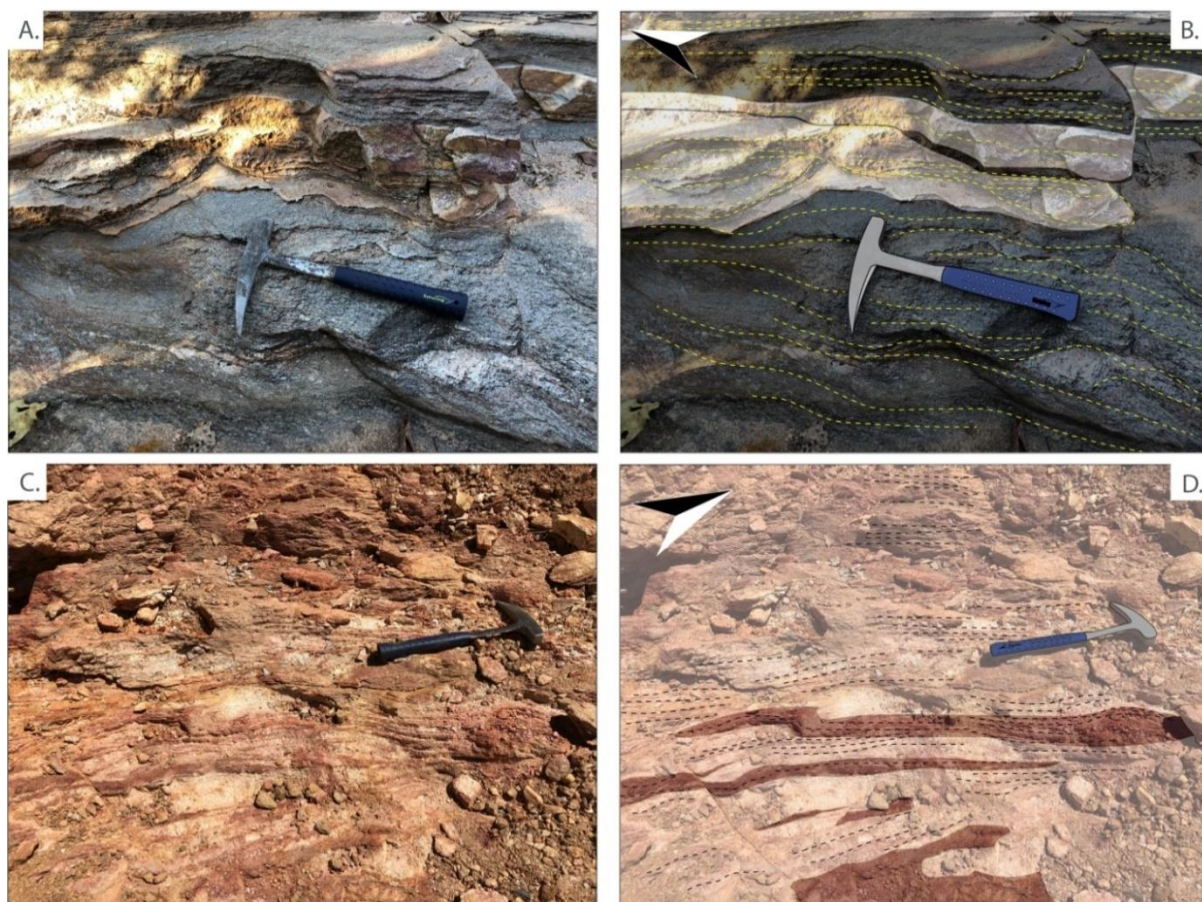
No mapa de domínios estruturais estão plotados estereogramas de polos e contornos, com dados das medidas de foliação regional S_n , sendo o da direita representativo do domínio III (Leste), e os dois da esquerda representativos do domínio II (Oeste). O primeiro demonstra a atitude NE-SW das camadas com mergulhos moderados a altos para WNW e ESE, assim como o da porção sul associado ao domínio II, com mergulhos moderados. O da porção norte do domínio II representa dois planos distintos orientados na direção NE-SW, provavelmente duas foliações de orientação sub-paralela (S_n e S_{n+1}).

5.3.1 Elementos de trama dúctil

5.3.1.1 Bandamento Gnáissico

O bandamento gnáissico ocorre na subárea em afloramentos extremamente intemperizados (Figura 5.3.4C), o que dificulta a visualização e medição do bandamento presente no litotipo. Os melhores afloramentos deste tipo petrográfico e, por conseguinte, desta estrutura, localizam-se em drenagens próximas ao Morro Lajeado (Figura 5.3.4A), na extremidade norte da área; são medidas atitudes na faixa de $324^\circ/38^\circ$ nesta unidade. Tal estrutura se apresenta como feição planar subparalela à foliação regional, presente nos paragnaisses da Formação Morro do Aquiles. Caracteriza-se por segregação mineral de espaçamento centimétrico (5 a 10cm), com bandas félsicas de composição quartzo-feldspática e bandas máficas compostas predominantemente por biotita.

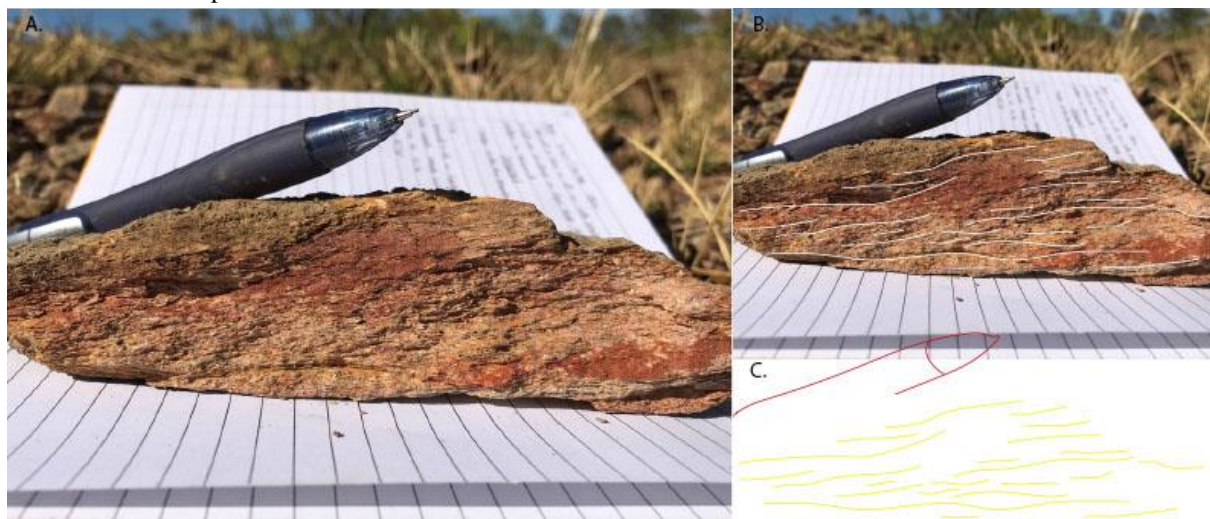
Figura 5.3.4: Bandamento gnáissico. A – Afloramento in situ de paragnaisse, com bandamento ainda preservado. B – Bandamento gnáissico traçado em amarelo, sub-paralelo à foliação regional (Ponto TF18_VII_77). C – Afloramento in situ de gnaiss bandado, muito intemperizado. D – Bandamento gnáissico traçado em linhas pontilhadas pretas. Ponto TF18_VII_85.



5.3.1.2 Xistosidade

A xistosidade ocorre na unidade de xistos da Formação Morro do Aquiles, intercalado com os paragnaisse na mesma formação, e ocorre em afloramentos extremamente intemperizados. De forma geral ela é caracterizada pela orientação paralela a subparalela de minerais placosos, formando estrutura planar de espaçamento milimétrico a centimétrico. Os cristais orientados que compõem os planos subparalelos são de muscovita e biotita, que compõem mais de 50% da rocha. A amostra de mão do ponto 46 representa afloramento com a xistosidade preservada encontrado na região, com atitudes medindo em média $312^{\circ}/55^{\circ}$.

Figura 5.3.5: Amostra de mão de muscovita xisto com xistosidade incipiente traçada na imagem B e destacada na imagem C. Medida da foliação retirada in situ $312^{\circ}/55^{\circ}$ (Ponto TF18_VII_46). Esta amostra representa rara ocorrência do litotipo relativamente fresco.



5.3.1.3 Foliação Regional

Na subárea VII as estruturas caracterizadas como foliação regional foram definidas nas fácies de metassiltito e filito da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, e apresentam direções de mergulho para NW ou SE, seguindo o *trend* regional NE-SW, como é mostrado nos estereogramas do domínio III e do domínio II sul representados no mapa (Figura 5.3.3). Na porção sudoeste da subárea esta foliação assume direção aproximadamente E-W, evidenciada através dos produtos geofísicos de aeromagnetometria e das medidas de campo, porém tal mudança de direção é mais expressiva nas subáreas adjacentes a sul.

No caso dos filitos (Figura 5.3.6), a foliação paralela a subparalela é definida pela orientação de minerais sericíticos e de clorita em estruturas planares na rocha, com espaçamentos milimétricos, e foi formada sob condições de baixo grau metamórfico. Esta estrutura se restringe à faixa de filitos intercalados com metassiltitos localizada na porção central da subárea, que possui orientação preferencial NE-SW, acompanhando o *trend*

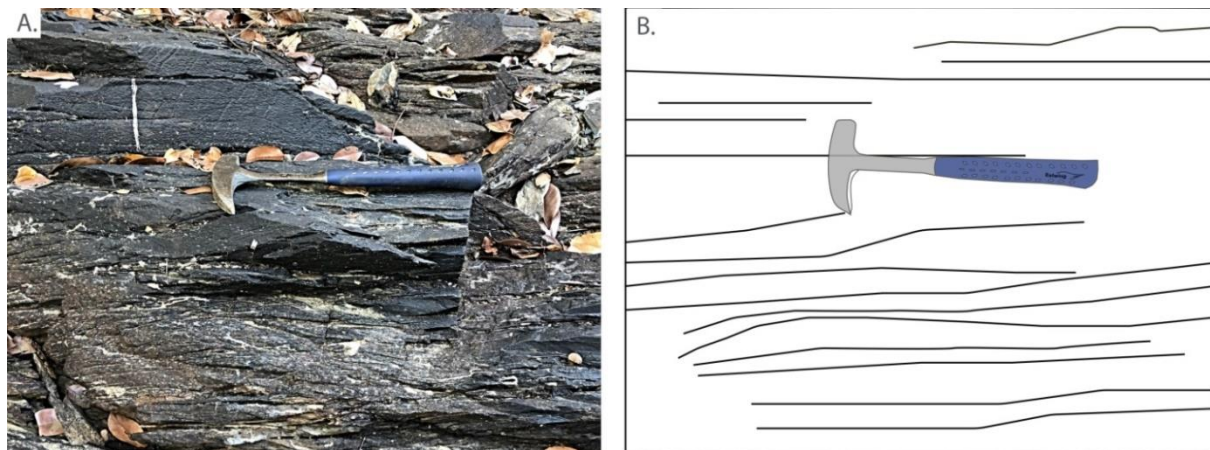
regional.

Figura 5.3.6: A – Afloramento em lajedos de filito da Unidade Metavulcanossedimentar Formação Morro do Aquiles. B – Afloramento de filito em detalhe, com a foliação bem marcada, subparalela às estruturas regionais, de direção NE-SW. Martelo indica o Norte.



Nos metassiltitos a foliação também é evidente, e manifesta-se na forma de planos com espaçamento centimétrico (Figura 5.3.7), apresentando atitudes de $140^{\circ}/50^{\circ}$, $309^{\circ}/68^{\circ}$ e $331^{\circ}/66^{\circ}$ em média.

Figura 5.3.7: Metassiltito. Ponto TF18_VII_38. A – Afloramento de metassiltito da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. B – Esquema com traços em preto da foliação.



5.3.1.4 Foliação Milonítica e Zonas de Cisalhamento

Na porção sudoeste da subárea VII foram encontrados milonitos localizados na borda oeste do corpo granítico Santana, no contato entre este litotipo e os muscovita xistos da unidade metavulcanossedimentar Formação Morro do Aquiles. A **foliação milonítica** está presente em ambos os litotipos, e caracteriza-se por domínios leucocráticos compostos por quartzo e feldspato recristalizados, com faixas melanocráticas compostas por minerais da classe dos filossilicatos. Estas rochas são leucocráticas e compostas predominantemente por minerais quartzo-feldspáticos, com a foliação definida por minerais da classe dos filossilicatos orientados e estirados, com atitude média de $186^{\circ}/22^{\circ}$ e apresentando domínios com tamanho de grão maior, compostos por agregados de quartzo e feldspato (Figura 5.3.8).

A foliação milonítica é caracterizada pela deformação e recristalização dinâmica dos minerais constituintes da rocha, em domínio tectônico dúctil e regime 2 de deformação determinado através de análise microestrutural (item 5.3.3). Este tipo de estrutura ocorre associado a zonas de cisalhamento regionais ou locais, decorrentes da intrusão de corpos ígneos com temperaturas elevadas em rochas encaixantes mais frias, como é o caso do granito Santana, intrusivo na unidade de muscovita xisto.

Figura 5.3.8: Amostras mesoscópicas de milonitos da porção sudoeste da subárea. A – Foliação milonítica no granito santana. (Ponto TF18_VII_165). B – Amostra de mão do mesmo granito milonitizado. (Ponto TF18_VII_154). Note em ambas as figuras os domínios félsicos recristalizados e os domínios máficos, por vezes bordejando os primeiros.



Na subárea VII foram definidas duas **zonas de cisalhamento** com cerca de 10km de extensão na porção leste, ambas com caráter transcorrente, cinemática sinistral e alinhadas na direção NE-SW. Estas zonas delimitam a Serra Manoel do Carmo, e foram denominadas de Z.C. Manoel do Carmo – à oeste da serra – e Z.C. Primavera – à leste da Serra Manoel do Carmo.

No domínio da subárea VII foram identificadas algumas feições que atestam o caráter de cisalhamento transcorrente. As camadas de muscovita xisto assumem mergulhos intermediários a altos (50° - 60°) à medida que se aproximam da base da Serra Manoel do Carmo. Este aumento dos mergulhos ocorre associado às falhas transcorrentes, que tendem a verticalizar as camadas. Neste contexto ocorrem também lineações de estiramento medindo $05^{\circ}/035^{\circ}$ orientadas na direção da camada de atitude $300^{\circ}/40^{\circ}$, feições decorrentes de movimentos transcorrentes. Ainda, na subárea XII adjacente a sul, foram mapeadas rochas milonitizadas no contato entre a Formação Morro do Aquiles e a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada em questão. E por definição, zonas de cisalhamento são feições onde há acúmulo de stress, o que resulta em rochas altamente deformadas, como milonitos.

5.3.1.5 Falhas Indiscriminadas

Duas falhas indiscriminadas foram definidas em decorrência do contato entre as faixas da Formação Morro do Aquiles, representada por muscovita xisto e paragnaisse, e a faixa da Unidade Metavulcanossedimentar Indefinida, representada por filito com intercalações de metassilito. O contato entre estas unidades foi descrito como tectônico, uma vez que filitos e xistos se formam e são metamorfizados em níveis crustais distintos, havendo necessidade então de uma estrutura que as coloque lado a lado.

Foi definida ainda uma terceira falha indiscriminada, em razão do deslocamento das camadas de paragnaisse e metapelitos e pelo alinhamento da drenagem principal da subárea na direção WNW-ESE, na porção centro-norte da mesma, com cinemática predominante dextral, e componente sinistral na sua porção leste. Estes movimentos atribuídos à falha são inferidos devido a deslocamentos distintos gerados por ela. A faixa de metapelitos no centro da subárea apresenta deslocamento dextral aparente, enquanto a Serra Manoel do Carmo, no extremo leste, apresenta deslocamento oposto, sinistral (Figura 5.3.3). Foi interpretado que os deslocamentos opostos associados a esta falha ocorrem devido à sua geometria.

5.3.1.6 Dobras

No domínio da Serra Manoel do Carmo, porção nordeste da subárea VII, identifica-se em imagens de satélite dobras métricas, caracterizadas como dobras de arrasto. Estas dobras provavelmente estão relacionadas com os movimentos transcorrentes das zonas de cisalhamento que delimitam a serra. Em campo tais estruturas são confirmadas e classificadas como dobras sinformes fechadas, uma vez que apresentam camadas mergulhando em direção ao centro e concavidade voltada para cima, como pode ser observado no perfil AA' do mapa geológico (Figura 5.3.3).

Na porção oeste da subárea (domínio estrutural II) ocorrem com frequência dobras em escala de afloramento, centimétricas a métricas tanto nas unidades de muscovita xisto, quanto nas de filito, com atitudes variadas. Em afloramento de muscovita xisto do ponto 174 (Figura 5.3.9A) foram medidas dobras com flancos de atitude $161^{\circ}/53^{\circ}$ e $111^{\circ}/51^{\circ}$. Em outro ponto de muscovita xisto foi medida dobra com flancos de atitude $343^{\circ}/18^{\circ}$ e $078^{\circ}/32^{\circ}$, e eixo $012^{\circ}/20^{\circ}$ (Figura 5.3.9B), como pode ser observado no estereograma (Figura 5.3.9C).

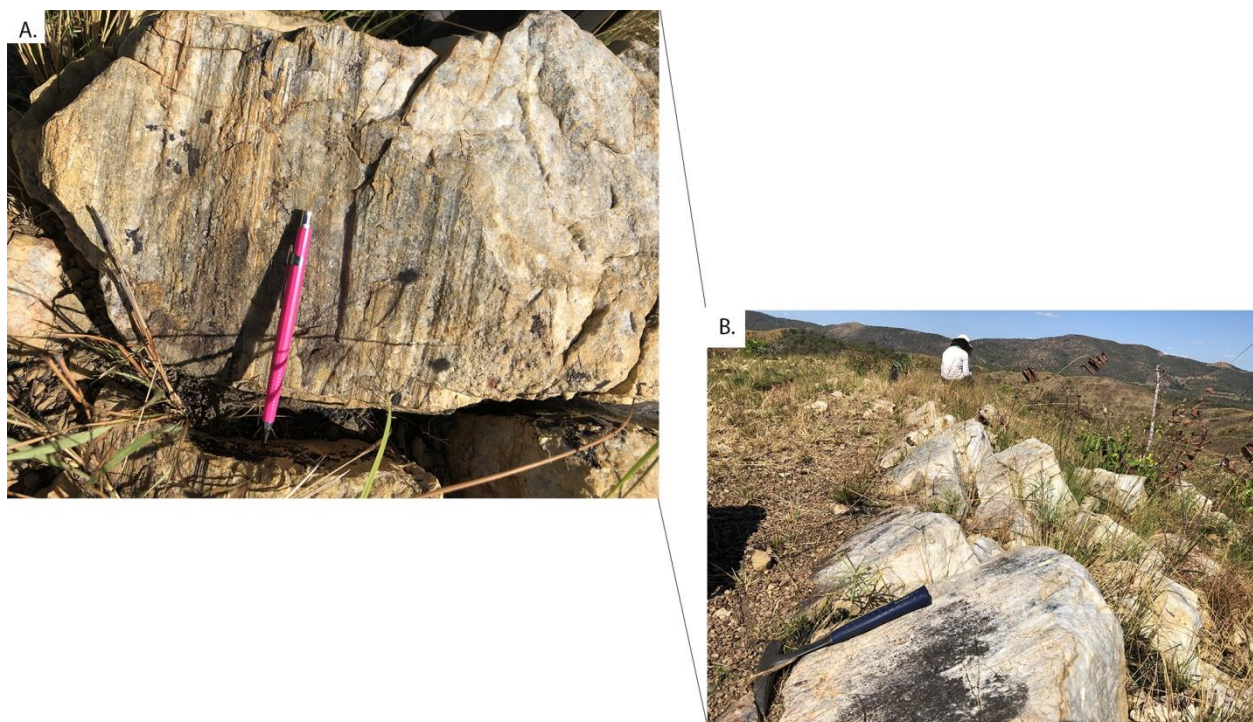
Figura 5.3.9: Dobras em escala de afloramento. A – Exemplo de dobra observada em muscovita xisto, no ponto 174 (Ponto TF18_VII_174). B – Dobra antiforme em muscovita xisto com as atitudes dos flancos e do eixo indicadas na figura. (Ponto TF18_VII_66). C – Estereograma da dobra da figura anterior com polos dos planos e grandes círculos para os flancos e contornos para o eixo da mesma.



5.3.1.7 Estruturas Lineares

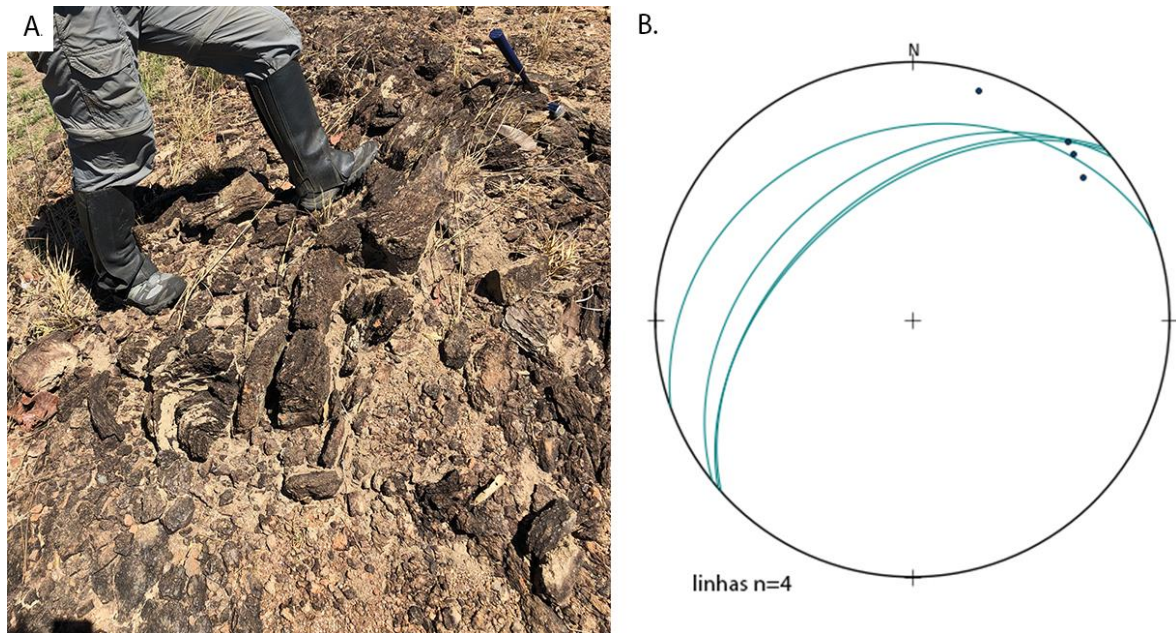
Na subárea são encontradas raras lineações de estiramento em afloramento de muscovita xistos, na porção sul, e estrias em quartzitos preservados, em morrotes também na porção sul. Neste último as estrias (61°/306°) são marcadas por lamelas de muscovita orientadas na direção de mergulho da camada, com caimento na mesma direção, *down dip* (Figura 5.3.10).

Figura 5.3.10: A – Afloramento da imagem B em detalhe, com estrias marcadas por cristais de muscovita. B – Afloramento de quartzito em morrote localizado na porção sul da subárea, com martelo indicando o norte. Ponto TF18_VII_151.



No muscovita xisto foi observada lineação de estiramento sub-horizontal, no ponto 175. O estereograma com as medidas das lineações e planos correspondentes demonstra que as lineações estão orientadas perpendicularmente à direção de mergulho das camadas, portanto são sub-horizontais ao *strike* das mesmas (Figura 5.3.11).

Figura 5.3.11: Lineação de estiramento em muscovita xisto. Ponto TF18_VII_175. A – Afloramento no topo do morrote onde foi medida a lineação de estiramento representada na figura B. B – Estereograma com grandes círculos para os planos de foliação regional e polos das lineações (n=4).



5.3.2 Elementos de trama rúptil

5.3.2.1 Fraturas

Na subárea há famílias de fraturas que ocorrem principalmente nas unidades de filitos (Figura 5.3.12), metassiltitos (Figura 5.3.13), quartzitos e também nos corpos graníticos. Seguindo os *trends* regionais, as fraturas possuem direções preferenciais variando entre NE-SW e NW-SE, como pode ser observado no diagrama de rosetas (Figura 5.3.12). A última direção mencionada NW-SE é aquela na qual ocorrem também os diques de diabásio, que são bem delimitados na geofísica, particularmente no produto GHT.

Figura 5.3.12: Afloramento com destaque para as fraturas. A – Roseta de fraturas com as medidas coletadas no domínio oeste da subárea (n=41). Direções principais observadas NE e NW. B – Afloramento in situ de filito com a foliação regional S_n traçada em branco, medindo $155^\circ/45^\circ$, e pares conjugados de fraturas em amarelo (Ponto TF18_VII_30).

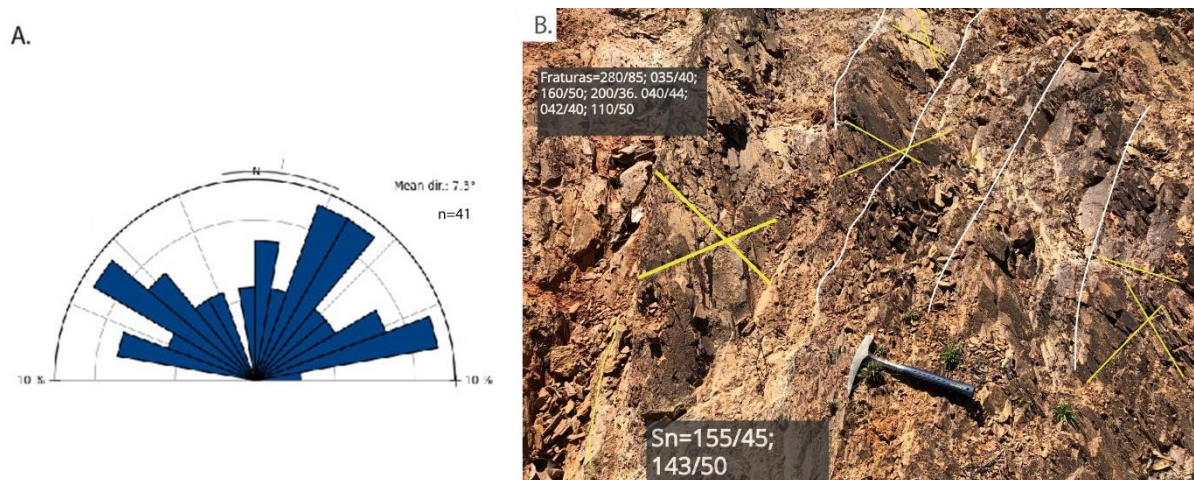
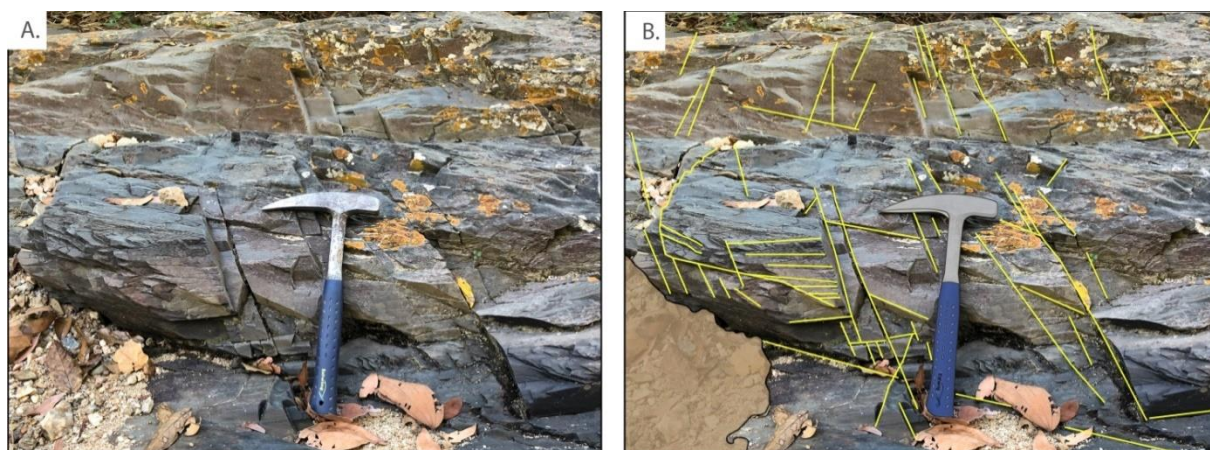


Figura 5.3.13: Metassiltito fraturado. A – Afloramento de metassiltito em drenagem seca. B – Desenho esquemático com as fraturas traçadas em amarelo. Ponto TF18_VII_38.



5.3.2.2 Veios de Quartzo e Hematita

Os veios de quartzo ocorrem em toda a subárea VII, interceptando a maioria dos litotipos descritos até este item (Figura 5.3.14), principalmente as unidades de muscovita xisto, quartzito, filitos e granitos. Ocorrem com direção preferencial norte-sul e não foram mapeados devido sua ocorrência em blocos descontínuos.

Estas estruturas não apresentam expressão nos produtos geofísicos, possivelmente devido à ausência de minerais magnéticos, então foram caracterizadas apenas em escala de afloramento. Não estão associados a nenhum tipo específico de rocha ou vegetação, uma vez

que transpassam toda a sequência, provavelmente preenchendo fraturas trativas com extensão na direção leste-oeste.

A estatística da direção preferencial de tais veios foi dificultada pela escassez de afloramentos *in situ* dos mesmos ou ainda pela ausência de continuidade, mas direções como 210° e 263° são as mais comuns, e algumas atitudes na média de 283°/26° também foram observadas. São rochas de coloração clara compostas por quartzo, e apresentando expressivo crescimento dos cristais (Figura 5.3.14B).

Figura 5.3.14: Veios de quartzo na subárea VII. A – Afloramento de muscovita xisto interceptado por veio de quartzo de espessura centimétrica. Lapiseira como escala. Ponto TF18_VII_65. B – Amostra de mão retirada de veio de quartzo, com crescimento expressivo dos cristais de quartzo, muito bem formados. Ponto TF18_VII_48.



Na subárea também foram observados ocasionalmente veios de composição hematítica, de coloração escura e brilho metálico perceptível em amostra de mão (Figura 5.3.15). Os afloramentos deste litotipo são raros, e ocorrem intercalados com muscovita xistos e quartzitos, na porção sul da área e restritos ao domínio estrutural II. Por vezes estes veios se encontram contínuos ao longo de alguns metros, mas tal ocorrência é incomum e impossibilitou a coleta de medidas de direção dos mesmos.

Figura 5.3.15: Afloramentos *in situ* de veio de hematita. A – Veio de hematita centimétrico interceptado por vênulo de quartzo. B – Veio de hematita *in situ*. Martelo para o norte. Ponto TF18_VII_95.

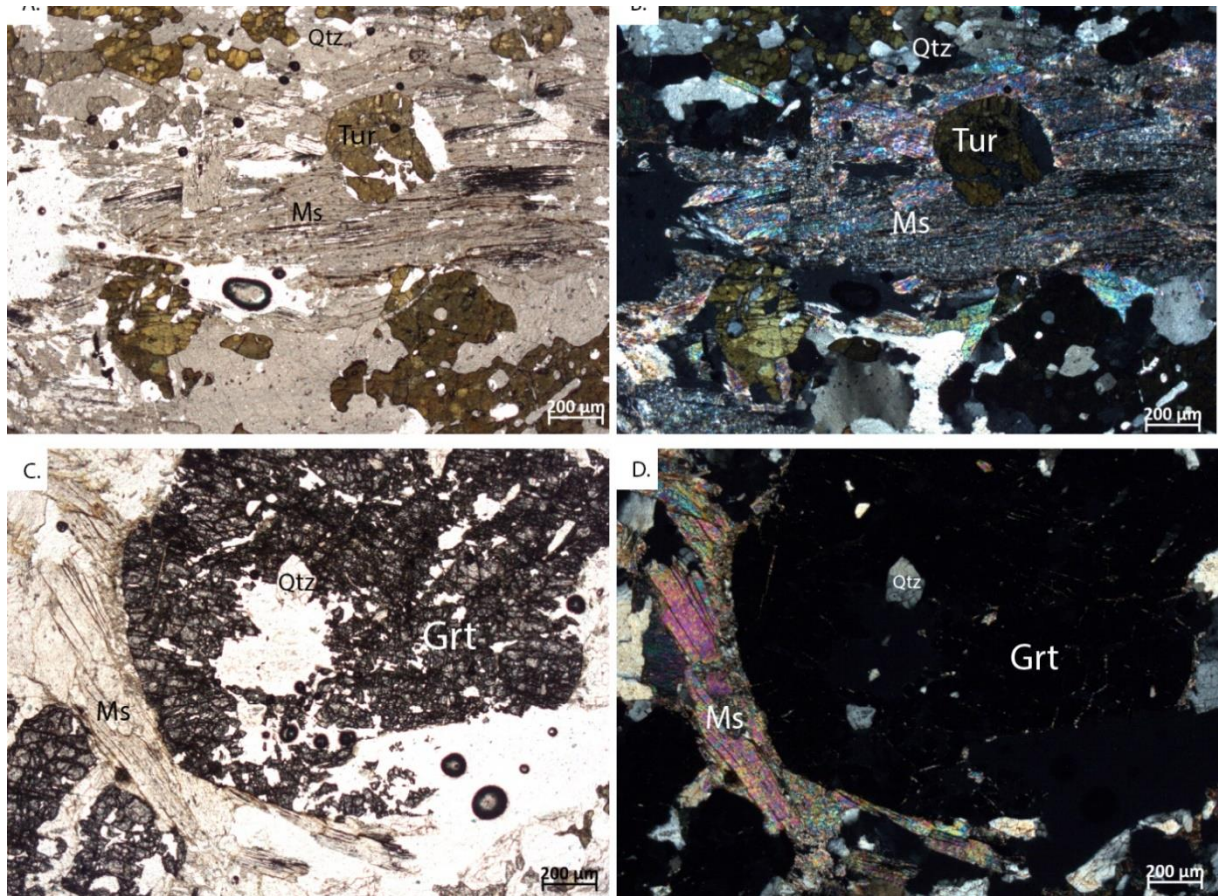


5.3.3 Análise microestrutural

No contexto da subárea VII, em virtude da escassez de afloramentos e minerais índices, a análise descritiva de estruturas na escala microscópica é uma importante ferramenta. As microestruturas auxiliaram no entendimento do regime de deformação que afetou a área, além de corroborar na definição das condições metamórficas das unidades, na falta de minerais índices.

Os xistos e paragneisses da Formação Morro do Aquiles apresentam foliação bem definida pela orientação de micas, que confere textura lepidoblástica à rocha. A presença de minerais de granulação média de quartzo, granada ou turmalina também são responsáveis pela textura granoblástica dos litotipos. É comum a presença de porfiroblastos rotacionados (mais comum granada, raramente anfibólio) arqueando a foliação da rocha (Figura 5.3.16C e D). Evidências de deformação em baixa temperatura como *bulging* e dobras kink são observadas. A turmalina, no entanto, aparente estar impressa em cima de todas as estruturas do metamorfismo progressivo da rocha, sendo provavelmente pós-tectônica (Figura 5.3.16A e B).

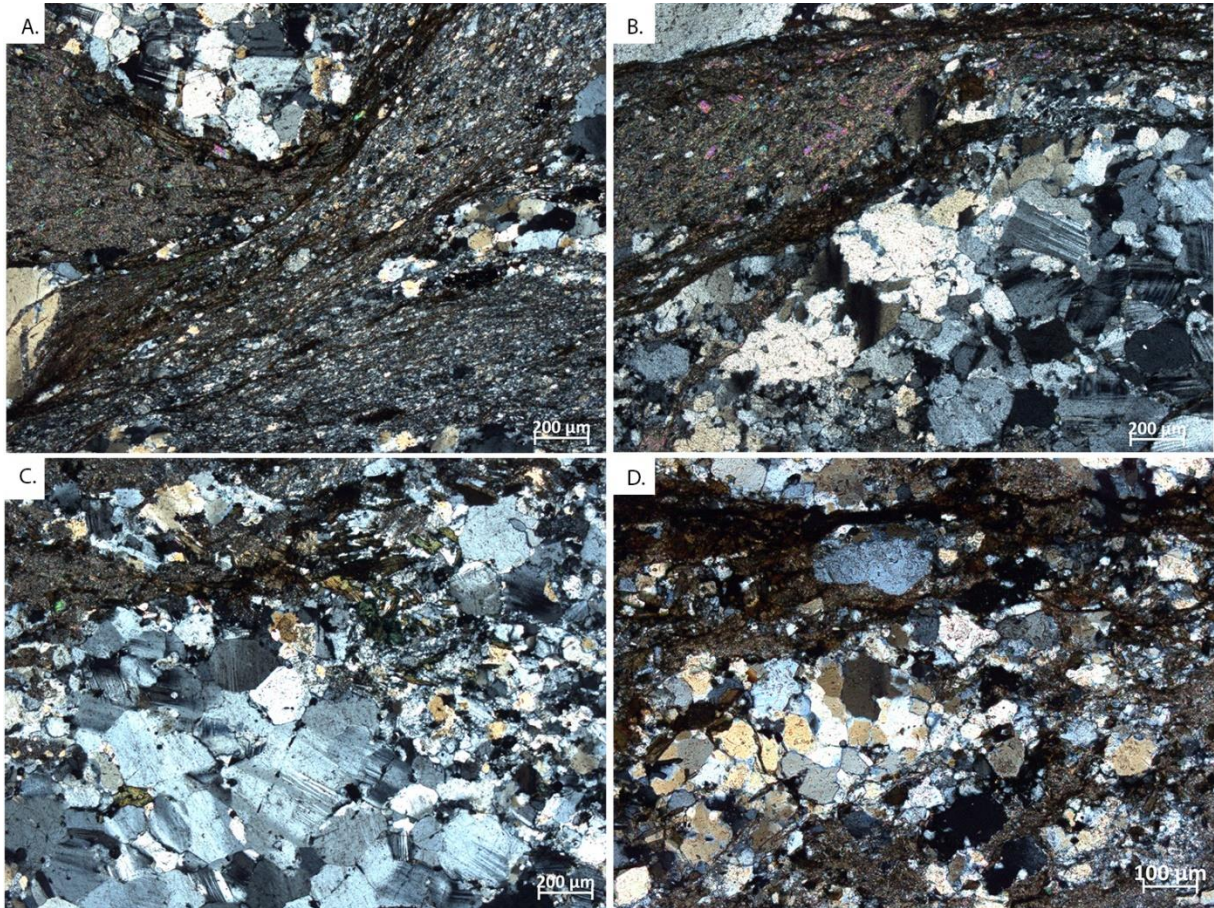
Figura 5.3.16: Fotomicrografias de Grt-Ms xisto. Amostra TF18_VII_183. A – Nicóis paralelos. B – Nicóis cruzados. Notar cristal de turmalina (Tur) “impresso” sobre a foliação formada pelas lamelas de muscovita (Ms). C – Nicóis paralelos. D – Nicóis cruzados. Observa-se cristal de granada (Grt) arqueando a foliação composta por lamemas de muscovita.



Em lâmina delgada do Granito Santana milonitizado (Figura 5.3.17), distingue-se ao menos três fases: a) matriz polifásica composta por quartzo, feldspato e mica com tamanho do grão menor que 20 µm, b) domínios bifásicos compostos por quartzo e feldspato com tamanho de grão de cerca de 500 µm e c) domínios monofásicos compostos essencialmente por quartzo com tamanho de grão de até 4000 µm.

O quartzo apresenta extinção ondulante, estrutura do tipo manto-núcleo, contatos retilíneos a lobados e tamanho de grão relativamente maior nos domínios monofásicos. A deformação é, portanto, definida na forma de agregados minerálicos. Os mecanismos de deformação presentes na lâmina são típicas do Regime 2 (Hirth & Tullis, 1992), no qual o principal mecanismo de deformação é a rotação de subgrão. Ademais, o feldspato apresenta extinção ondulante, indicando deformação acima de 500°C, na fácies anfibolito.

Figura 5.3.17: Fotomicrografias do Granito Santana milonitizado. Nicóis cruzados. A – Estrutura manto-núcleo, caracterizada por neoblastos de quartzo com tamanho de grão inferior a 500µm. B – Feição de alteração dos filossilicatos da rocha, possivelmente em fase de resfriamento. Feldspato com extinção ondulante na porção inferior da fotomicrografia. C – Domínio bifásico na porção inferior da fotomicrografia, composto por quartzo e feldspato. A, B, C: Amostra TF18_VII_159. D – Agregado de quartzo com tamanho de grão reduzido, medindo menos de 50µm. Amostra TF18_VII_154. Aumento 2,5x.



A fácies Biotita-Granito do corpo granítico Manduca também é encontrada deformada em alta temperatura, apresentando trama granular a granoblástica, contatos lobados a poligonais e cristais variando de 100µm a 5µm. A textura é metamórfica e o mecanismo principal de deformação é migração de borda de grão. A deformação em alta temperatura também é evidenciada pela granulação mais grossa que os demais granitos da subárea, visto que com a progressão da deformação há também aumento relativo do tamanho dos grãos. As características acima descritas são típicas do Regime 3 de deformação, a uma temperatura de acima de 500°C.

5.4 Metamorfismo

Na subárea VII ocorrem duas unidades metavulcanossedimentares distintas que foram descritas no item 5.1 como a Unidade Metavulcanossedimentar Morro do Aquiles, composta predominantemente por paragnaisses e muscovita xistos, e a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, composta essencialmente por quartzito puro, filito e metassiltito. Estas unidades foram metamorfizadas em graus distintos, aspecto que pôde ser determinado através das paragéneses minerais descritas em microscopia ótica. A primeira unidade atingiu fácies anfibolito, enquanto a segunda apresenta evidências apenas de anquimetamorfismo.

5.4.1 Unidade Metavulcanossedimentar Morro do Aquiles

Na Formação Morro do Aquiles, a associação de litotipos inclui rochas com diferentes paragéneses metamórficas, as quais serão discutidas neste item. A amostra 52 (TF18_VII_52) de um biotita-anfibolio-granada gnaiss apresenta duas associações metamórficas identificadas em lâmina delgada, a primeira composta por anfibólio + granada + biotita (Figura 5.4.1) que indica fácies metamórfica anfibolito, e a segunda por muscovita + clorita, caracterizando retrometamorfismo em fácies xisto-verde. A partir de quatro análises WDS realizadas em microsonda, os anfibólios da primeira paragéneses foram classificados como Tschermakita (Figura 5.4.2), mineral mais rico em cálcio e alumínio do que a hornblenda, o que sugere um protólito mais aluminoso. Tal rocha foi gerada a partir de um protólito ígneo, e metamorfizada em fácies anfibolito.

Figura 5.4.1: Bt-Anf-Grt gnaiss em fácies anfibolito. A – Fotomicrografia com a paragéneses indicativa de fácies anfibolito. Nicóis cruzados. Aumento de 2,5x. B – Diagrama composicional ACF, com o trio compatível Anf + Grt + Bt marcado em vermelho. Amostra TF18_VII_52.

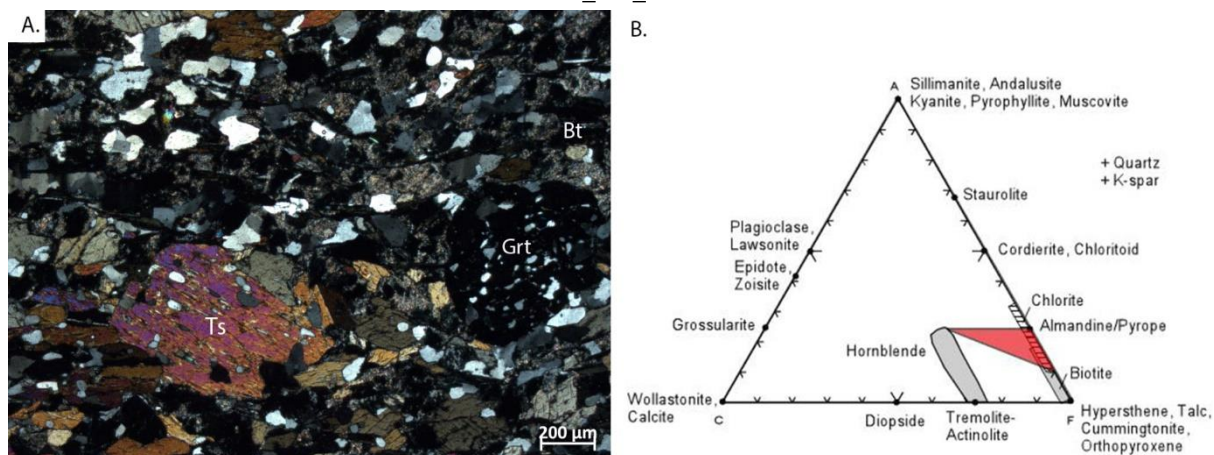
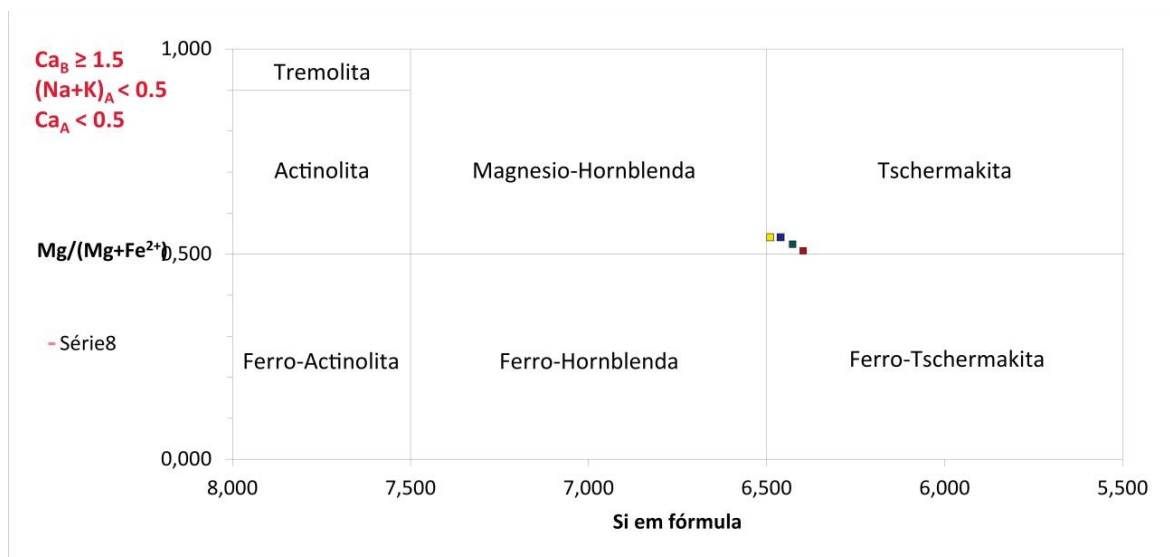


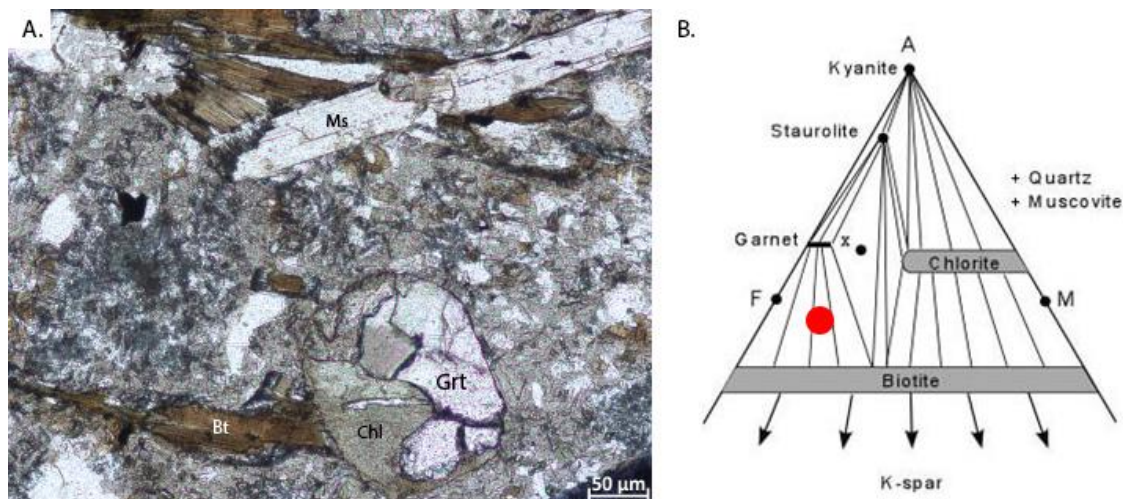
Figura 5.4.2: Diagrama de classificação para os anfibólios da amostra 52 (TF18_VII_52).



A amostra 77A (TF18_VII_77A) (Figura 5.4.3) foi classificada como um granada muscovita biotita gnaiss e apresenta duas associações metamórficas identificadas em lâmina delgada, uma de grau mais elevado composta por biotita + muscovita + granada, e outra de grau menor composta por clorita.

De acordo com a Sequência Barroviana para metamorfismo de rochas pelíticas, a associação mineral desta rocha se enquadra em um sistema químico do tipo KFMASH, mais rico em ferro do que magnésio, comum em protólitos pelíticos. A primeira paragênese granada + biotita (Figura 5.4.3A e B) ocorre em amplos intervalos de P e T, abrangendo as fácies metamórficas desde xisto-verde alta, marcada pela isógrada da granada, até fácies anfibolito superior. Logo, isoladamente não é conclusiva para a determinação do grau que a rocha atingiu. A segunda paragênese indica processo de retrometamorfismo, devido a diminuição das condições de P e T, como pode ser observado na figura 5.4.3A, onde o cristal de granada na porção inferior da fotomicrografia está parcialmente alterado para clorita.

Figura 5.4.3: Grt-Ms-Bt gnaiss em fácies anfibolito. A – Fotomicrografia com a paragénesis observada em lâmina delgada. Nicóis paralelos. B – Diagrama composicional AFM, com a tie-line entre granada e biotita marcada em vermelho. Amostra TF18_VII_77A.



Realizando um apanhado das diversas amostras de paragnaisse mapeadas na subárea VII, observa-se uma relação entre a proporção de granada e biotita, provavelmente associada com a quantidade de ferro contida nos protólitos pelíticos. Rochas mais ricas em ferro apresentam maior quantidade de granada (almandina) e menos biotita, e vice-versa, ambas com baixas proporções de alumínio.

Segundo Bucher & Grapes (2011), rochas pelíticas ricas em ferro metamorfizadas em fácies anfibolito formam a associação Grt + Bt logo acima de 500°, que é estável até cerca de 520°C. Segundo os autores, a paragénesis Grt + Bt + Ky indica transição para fácies anfibolito alto, situação em que o primeiro líquido pode ser gerado a partir de fusão parcial (Figura 5.4.4). Na subárea VII há evidências de que o paragnaisse passou por processo de fusão parcial (Figura 5.4.5), com uma porção máfica preservada da rocha original, compondo o paleossoma, e outra porção félsica representando as fases fundidas, compondo o neossoma.

Figura 5.4.4: Gráfico de assembléias estáveis para rochas metapelíticas com sistema químico do tipo KFMASH ($K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$). Fonte: Bucher & Grapes (Springer, 2011).

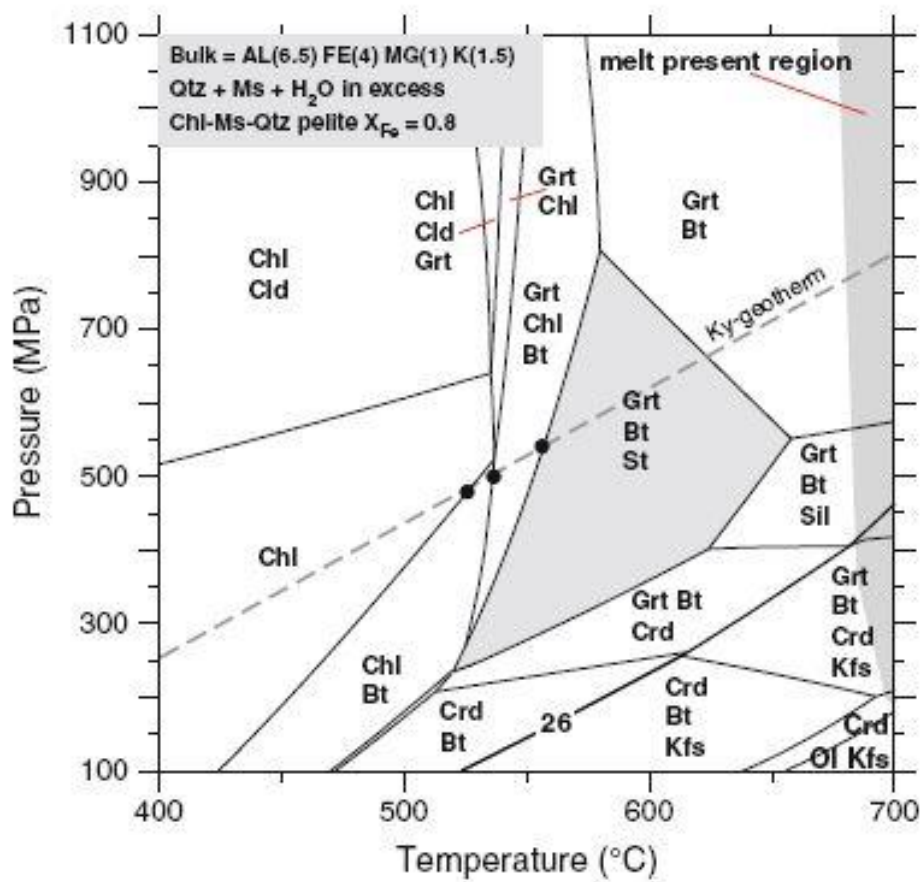
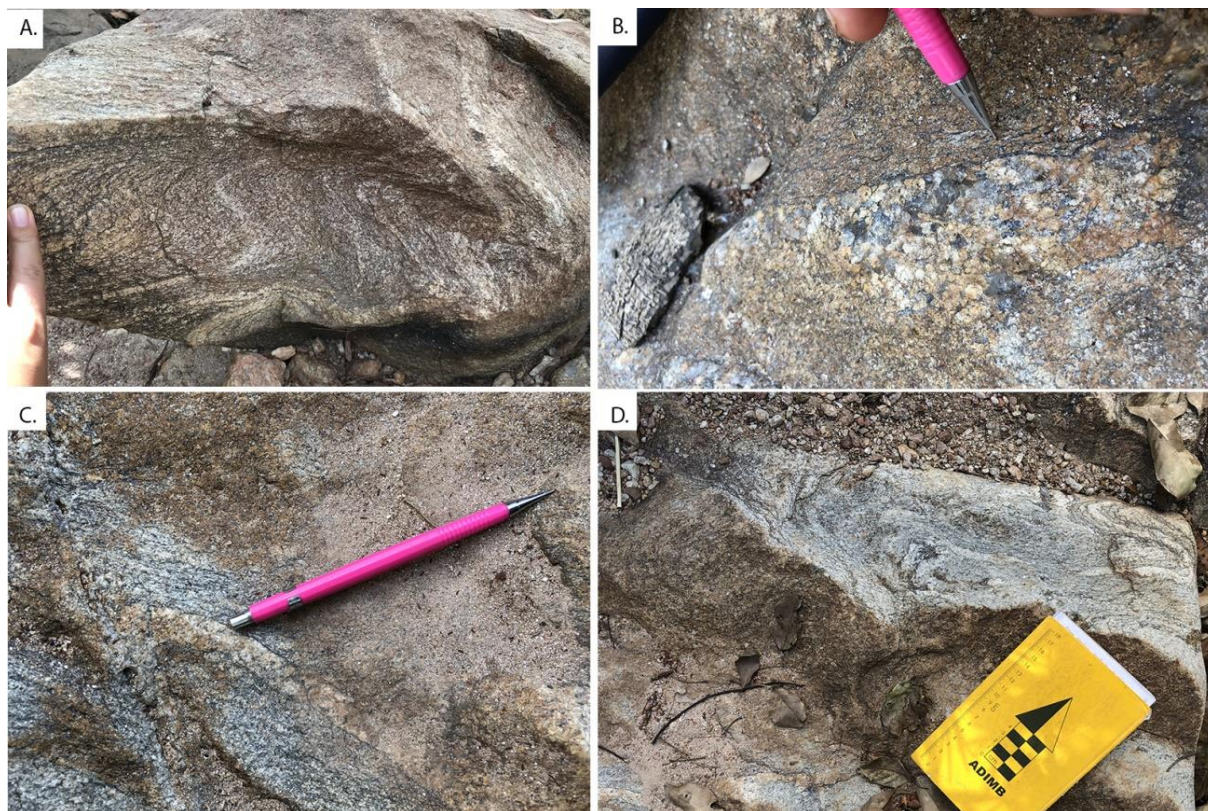


Figura 5.4.5: Afloramentos em drenagem seca de paragnaisse com indícios de início de fusão parcial. Ponto TF18_VII_73. A – Afloramento de paragnaisse migmatizado, pode-se observar segregação de composição mais félsica, que pode representar a parte fundida da rocha. B, C e D – Amostras de paragnaisse em detalhe, com porções de composição máfica, que pode representar os minerais que não foram fundidos da rocha original, compondo paleossoma; e porções mais félsicas, representando a parte fundida, caracterizada como neossoma.



Portanto, conclui-se que as rochas da Formação Morro do Aquiles foram metamorfizadas em fácies anfibolito média a alta, e que os protólitos destas consistem em pelitos pobres em alumínio, com níveis mais ou menos ricos em ferro. A ausência do mineral índice cianita dessa fácies está relacionada à baixa quantidade de alumínio presente nestas rochas, e a presença de anfibólio e indícios de fusão parcial das mesmas corrobora com a teoria de fácies anfibolito alta, assim como a análise de microestruturas e mecanismos de deformação nos cristais de quartzo e feldspato das rochas graníticas.

5.4.2 Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada

A unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada é composta por associação de metapsamitos, metapsefitos, metapelitos e metavulcanoclásticas (descritas pela subárea VIII), e foi definida como produto de anquimetamorfismo, a partir de descrições petrográficas. Filitos tipicamente são rochas de baixo grau metamórfico, caracterizadas por clivagem formada devido baixas taxas de recristalização de minerais da classe dos filossilicatos, como muscovita e clorita, os quais se organizam em planos penetrativos subparalelos entre si. Em

escala de microscópio não é possível identificar o tipo de mica presente nestas rochas, devido a granulação fina dos minerais, nem em análises de difratometria de raio-x, uma vez que as variações de mica apresentam picos similares nas análises EDS.

6 Recursos Minerais

6.1 Recursos Minerais do Projeto Monte do Carmo

A região de Monte do Carmo e Porto Nacional é historicamente conhecida por suas inúmeras ocorrências de mineralizações de ouro em distintos contextos geológicos, o que faz da região um distrito aurífero. São conhecidas mineralizações em rochas máficas, ultramáficas e graníticas, sempre associadas a fortes controles estruturais. As atividades de exploração de ouro na região remontam ao século XVIII, quando bandeirantes começaram a extração na região, e durante muito tempo a produção de ouro limitou-se a atividades garimpeiras. Devido ao elevado potencial aurífero, programas de exploração mineral para ouro foram iniciados em meados dos anos 70 com campanhas minerais de diferentes mineradoras, como a Rio Novo, Kinross Gold Corporation, Mineração Taboca, Paranapanema Mining, Monte Sinai LTDA. e Cerrado Gold Inc.

A região também apresenta outras ocorrências minerais diversas. Os ambientes e processos metalogenéticos observados e estudados durante o trabalho de mapeamento são variados e apresentam potenciais econômicos distintos, sob a perspectiva de exploração de diferentes recursos. Mesmo sendo uma área com um grande potencial, não há exploração expressiva.

6.1.1 Ocorrências Minerais

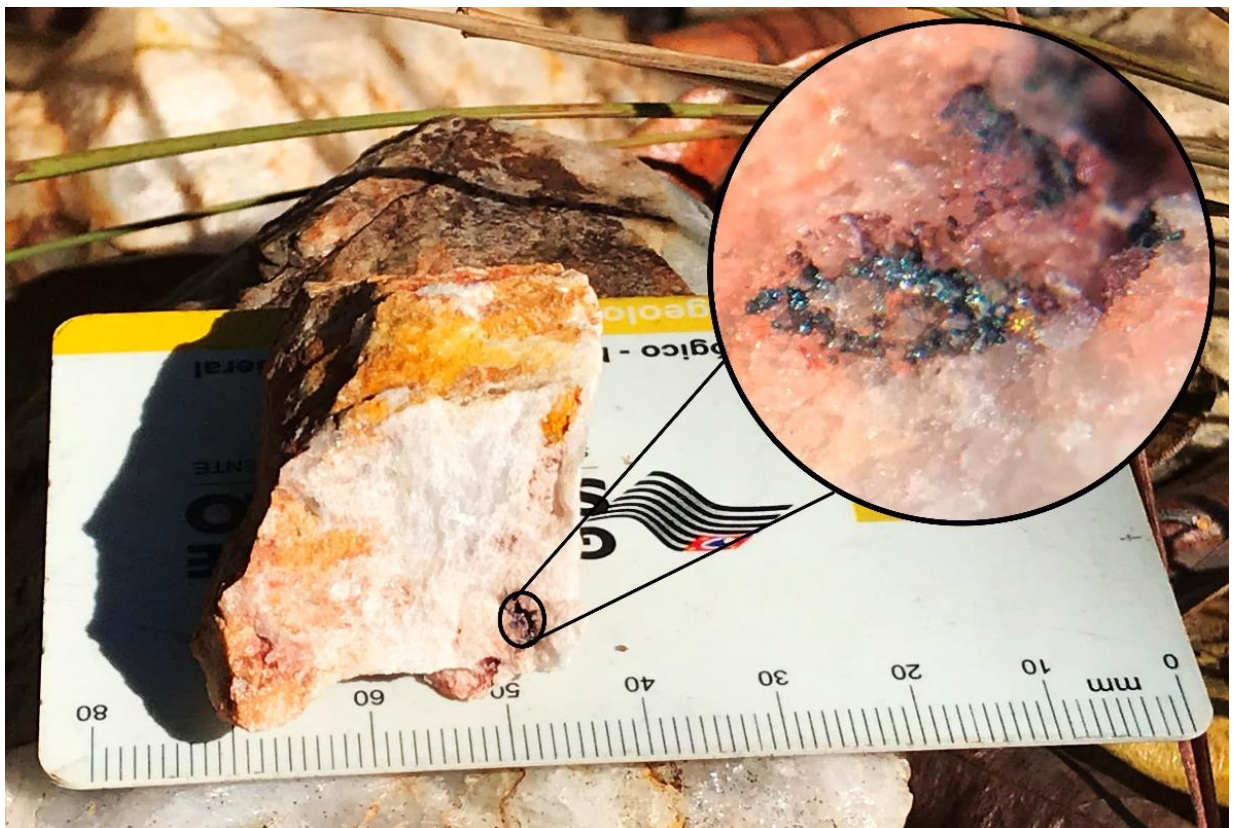
6.1.1.1 Ouro

Garimpos, cavas e pequenas empresas de mineração evidenciam o potencial econômico na exploração de ouro do distrito de Monte do Carmo. Na literatura são descritas inúmeras ocorrências auríferas hospedadas em veios de quartzo em corpos graníticos, xistos, paragneisses e milonitos. O sienogranito do Carmo possui um depósito em fase de pesquisa mineral, denominado de Depósito Serra Alta, operado pela empresa Cerrado Gold Inc, e localizado na subárea IX. A mineralização se caracteriza como do tipo *intrusion related*, formada por dois sistemas de veios e vênulas que se interconectam em dois *trends* principais, NE-SW e NW-SE, desenvolvidos na cúpula do granito e associados a zonas de alteração hidrotermal com presença de ouro associado a pirita, galena, esfalerita e calcopirita (Maia, 2016).

Outro depósito existente na região estudada é o Depósito Manduca, na subárea XII. A mineralização está relacionada a fraturas e zonas de cisalhamento que conduziram fases fluidas hidrotermais ricas em sílica e metais. As rochas encaixantes dessa mineralização são muscovita-xistos e xistos grafitosos, estes últimos atuando como um bom vetor de prospecção do minério.

Na porção norte da subárea VII, na altura do morro Lajeado, foi estudada a ocorrência de mineralizações auríferas associadas aos veios de quartzo (Henrile Meireles, 1995) inseridos em zonas de cisalhamento com foliações NE-SW e NW-SE, onde a mineralização se concentra nas bordas das venulações (Figura 6.1.1). A ocorrência se encontra no limite das subáreas II e VII, encaixada no Granito Torre e rochas da Sequência Metassedimentar da Formação Morro do Aquiles.

Figura 6.1.1: Ouro livre encontrado em veio de quartzo no limite entre a subárea II e VII, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.



6.1.1.2 Minério de Ferro

As ocorrências de minério de ferro ocorrem associadas aos arenitos ferruginosos da Bacia do Parnaíba, que possuem estratos maciços de hematita, sendo necessária a análise de teor real do minério para determinar sua potencialidade econômica.

6.1.1.3 Manganês

As ocorrências de formações manganesíferas são pontuais, na forma de gonditos ou como minério amorfo, seguindo a estruturação regional com atitude N30E-N40E. A gênese das ocorrências é interpretada como enriquecimento supergênico de protominério relacionado à sedimentação química de minerais ricos em manganês, em ambiente vulcanogênico, causado por percolação de fluidos, e facilitado pela flutuação do nível freático (CPRM, 2017). As mineralizações relacionadas aos gonditos estão presentes nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X, XI e XV.

6.1.1.4 Grafita

As ocorrências de grafita na região são relatadas nas subáreas V, VI, VIII e XI, em xistos grafitosos e grafita gnaisses, pertencentes à Unidade Paraderivada do Complexo Porto Nacional. O minério tem sua gênese associada ao metamorfismo regional em fácies granulito de protólitos sedimentares ricos em matéria orgânica. Na subárea V, afloramentos expressivos foram observados nas trincheiras do garimpo de ouro, onde a grafita se concentra em camadas. Análises para identificar o grau de cristalinidade da grafita, principal fator na determinação do valor deste tipo de minério, devem ser desempenhadas para avaliar o potencial econômico do recurso.

6.1.2 Minerais e Rochas Industriais

6.1.2.1 Feldspatos

Fontes de feldspato potássico alternativas têm sido exploradas. No Projeto Monte do Carmo, tem-se abundância de meta-sienogranitos, de granulação média, com grande proporção de feldspato potássico (~40%) nos corpos das suítes Ipueiras e Lajeado. Esses meta-granitos podem atuar como uma fonte alternativa economicamente viável para esse mineral.

6.1.2.2 Agregados

Materiais relacionados ao mercado da construção civil são abundantes na área e são utilizados para a produção de asfalto, estradas, calçamento e cimento. Os grandes depósitos aluvionares presentes na área do Projeto Monte do Carmo, os quartzitos da Sequência Metassedimentar Indiferenciada e a extensa cobertura laterítica, são fontes propícias para a exploração de areias e agregados. A areia encontrada de forma geral na cobertura aluvionar varia de média a grossa, sendo composta por quartzo e minerais micáceos. Empresas que já fazem a exploração desse recurso, na Área XVIII, usam o método de dragagem para a extração de areia lavada. O quartzito pode ser considerado um potencial viável na extração de areia para fabricação de vidros, refratários e cimento.

O laterito, encontrado comumente em relevos planos, está disposto na forma de grandes blocos que por vezes apresentam dimensões métricas. Através da britagem, usa-se esse insumo para agregado de asfalto e, como exemplo típico, para agregados de cimento, como visto na Catedral de Nossa Senhora das Mercês em Porto Nacional.

6.1.2.3 Rochas ornamentais e/ou de revestimento

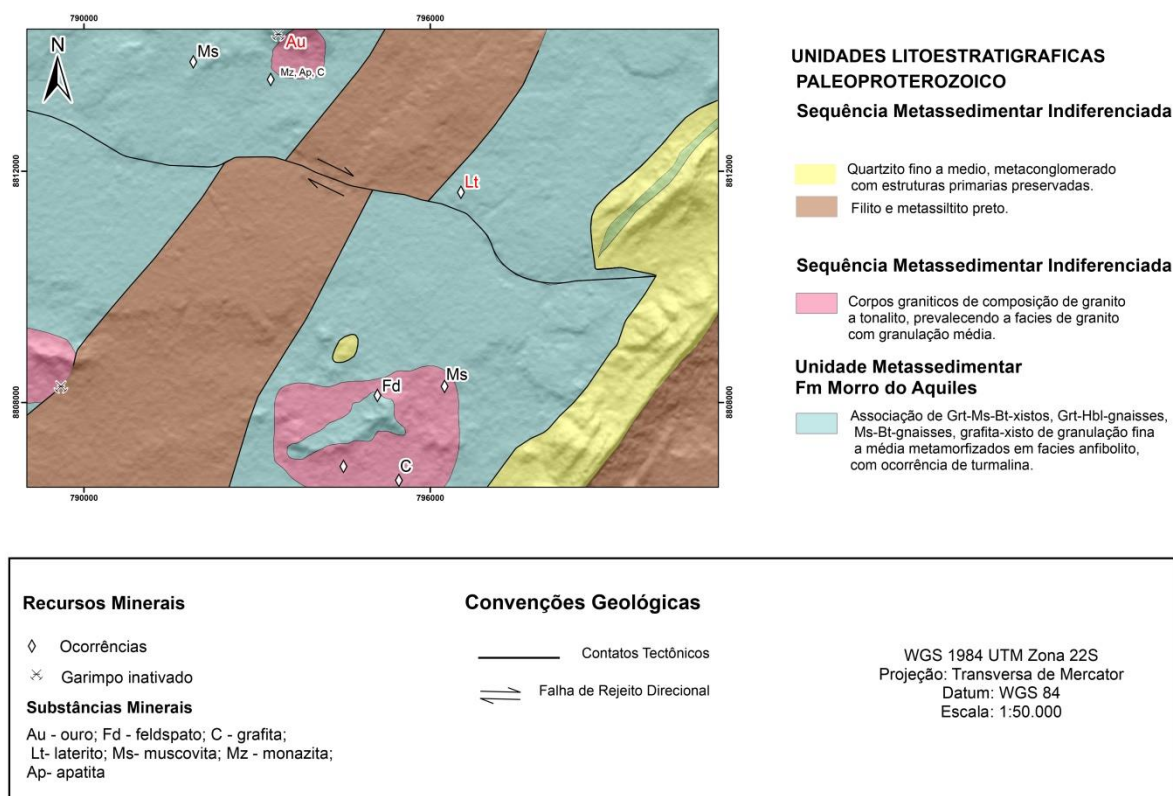
Ainda é crescente a busca por rochas ornamentais, o que torna viável a exploração de rochas de diversos contextos geológicos. Os destaques para esse recurso correspondem aos corpos intrusivos isotrópicos, como o Granito Matança, que ocorre nas subáreas I e V; e os granitos da Suíte Ipueiras, expostos nas subáreas IV, IX, XIII, XIV, XV, XVI, XVIII e XIX. Os meta-granitos possuem granulação média a grossa e textura porfirítica gerada pela presença de fenocristais de K-feldspato. As ardósias da Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada também possuem potencial para serem usadas como pedra ornamental. As rochas conglomeráticas da sequência metavulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo, localizadas na região nordeste da área XVII, são formadas por clastos polímiticos mal selecionados com fragmentos líticos de origens distintas, sem alteração e com baixo grau de faturamento, possibilitando um potencial emprego como rocha ornamental.

6.2 Recursos Minerais Locais

Na subárea VII ocorrem diversas fontes de potencial econômico, dentre as quais se destacam o ouro como ocorrência de mineral metálico, laterito para construção civil, além de minerais e rochas industriais, com potenciais para grafita, mica, feldspato e elementos terras raras (ETR), em especial cério e lantânio, fosfatos em monazitas e apatitas para a fabricação de fertilizantes. Encontram-se localizados no mapa abaixo (Figura 6.2.1) as ocorrências minerais e garimpos no contexto da área.

Figura 6.2.1: Mapa de ocorrências minerais da subárea VII. Em vermelho estão representados os potenciais econômicos da subárea; em preto estão as ocorrências minerais de maior destaque.

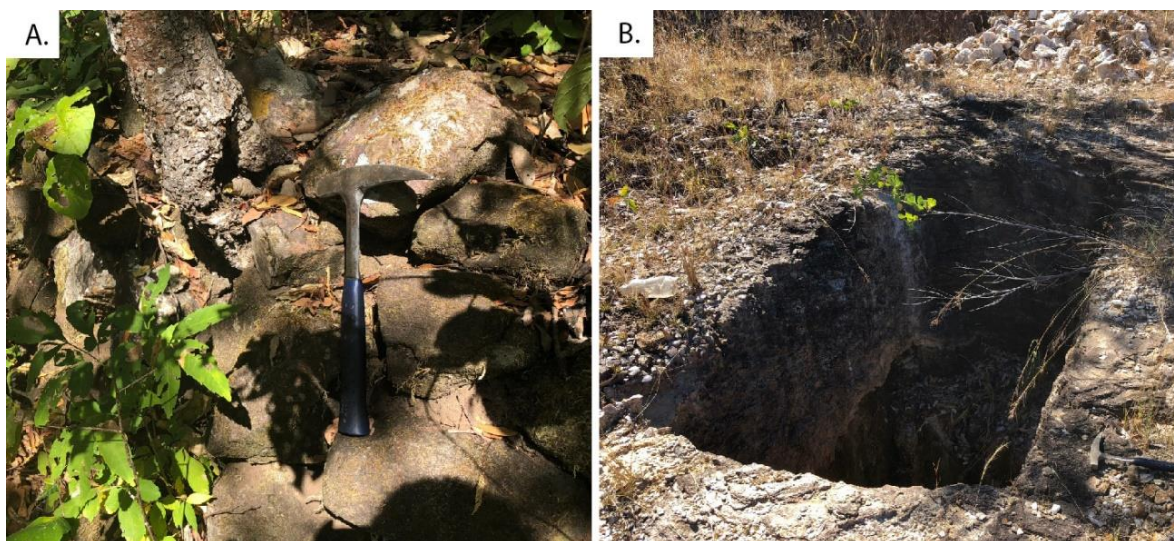
Mapa de Ocorrências Minerais da Subárea VII



6.2.1 Potenciais metálicos – Ouro

A cidade de Porto Nacional possui longo histórico de exploração de ouro, foram realizadas diversas excursões em busca deste minério, as quais datam da época dos bandeirantes (Figura 6.2.2A). Foram observados, no domínio da subárea VII, garimpos de ouro desativados (Figura 6.2.2B), o que comprova o potencial econômico de tal recurso na região.

Figura 6.2.2: Evidências de ocorrência de ouro na subárea VII. A – Estruturas deixadas por bandeirantes. Ponto TF18_VII_12. B – Garimpo de ouro desativado. Ponto TF18_VII_66.

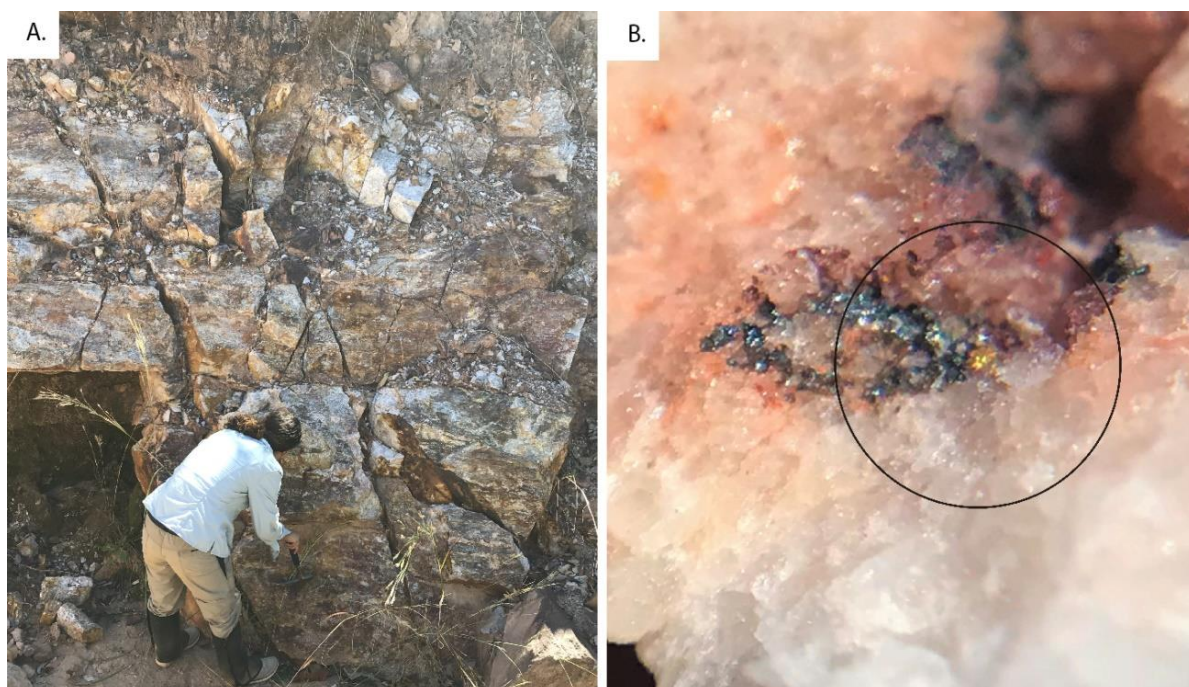


Na região de Monte do Carmo são descritas na literatura inúmeras mineralizações auríferas hospedadas em veios de quartzo em corpos graníticos, xistos e paragneisses. Grande parte da área do projeto é requerida para exploração de ouro, onde inclusive a mineradora Monte Sinai Mineração Ltda se encontra em fase de requerimento de lavra para mineralizações auríferas hospedadas em veios de quartzo em corpos graníticos.

Na porção norte da subárea VII, na altura do morro Lajeado, foi estudada a ocorrência de mineralizações auríferas associadas aos veios de quartzo (Henrile Meireles, 1995). Segundo o autor, estes são concordantes com a foliação regional e estão inseridos nas zonas de cisalhamento descritas no presente contexto, de caráter dúctil-rúptil e marcadas por foliação de direção geral NE-SW e NW-SE. Os veios são descritos como maciços, de espessuras métricas, geometria lenticular e direção predominante N30E, em que o ouro ocorre na forma de partículas milimétricas concentradas em geodos ou disseminadas em planos de fraturas. Análises químicas mostraram que as porções centrais dos veios são estéreis ou contém apenas traços de ouro, enquanto as bordas são enriquecidas, no contato com a rocha encaixante.

No limite entre as subáreas II e VII, foi observada em campo uma ocorrência de ouro associado aos veios de quartzo (Figura 6.2.3), os quais cortam tanto o Granito Torre quanto as rochas da Formação Morro do Aquiles. A partícula de ouro apresenta granulação inferior a 0,5mm, está associada a grãos médios de quartzo e pôde ser visualizada a olho nu. Tais veios de quartzo estão associados a alteração hidrotermal na área, a qual envolveu percolação de fluidos ao longo de fraturas, gerando a cristalização de turmalinas e lamelas de muscovita centimétricas.

Figura 6.2.3: Ocorrência de mineralização aurífera na subárea VII. A – Afloramento de paragneisse interceptado por veio de quartzo hospedeiro de mineralização aurífera, em garimpo desativado. Ponto TF18_VII_66. B – Detalhe de veio de quartzo mineralizado. Ponto TF18_II_55.

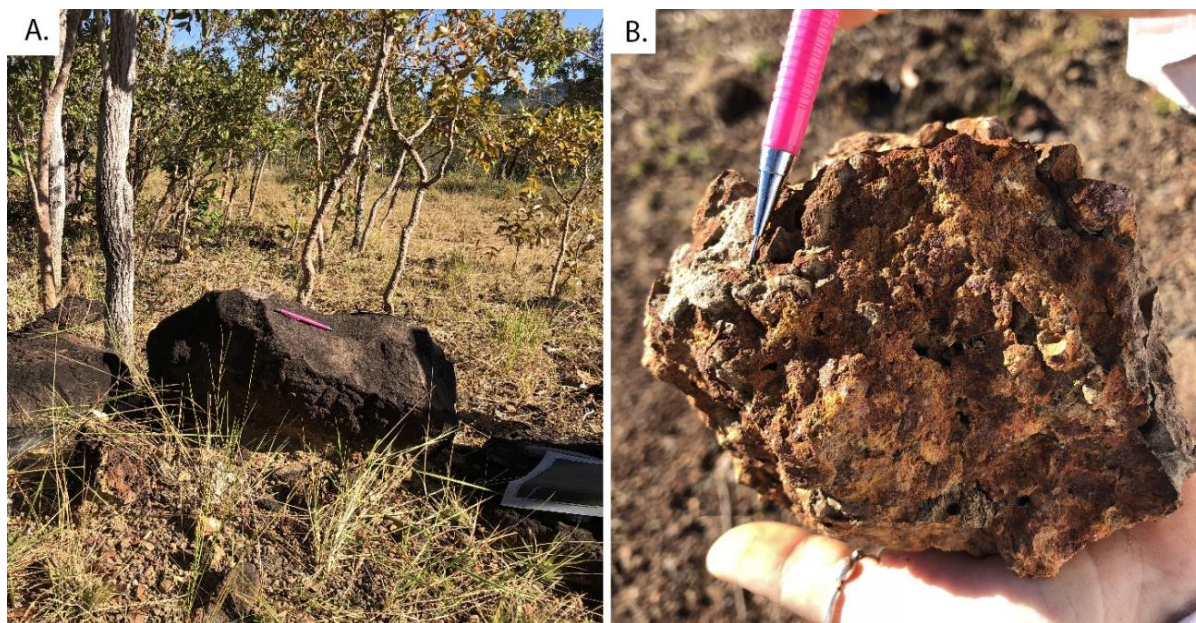


6.2.2 Laterito

A região de Porto Nacional e Monte do Carmo apresenta histórico de exploração de lateritos, os quais foram muito utilizados na construção civil, notadamente na Catedral Nossa Senhora das Mercês, em Porto Nacional. Esta rocha foi caracterizada como o segundo maior potencial econômico na subárea VII, após o ouro descrito anteriormente, uma vez que compõe cerca de 40% do total mapeado. Macroscopicamente, é composto por material ferruginoso, com hematita, goethita e quartzo, por vezes com textura vermiforme típica deste litotipo (Figura 6.2.4). Ocorre também na área laterito conglomerático, mas em menor abundância do

que o primeiro; ambas são rochas extremamente duras e de coloração avermelhada, devido à elevada quantidade de óxido de ferro que apresentam.

Figura 6.2.4: Potencial econômico para laterito na subárea VII. A – Afloramento de laterito em blocos. B – Amostra de mão de laterito, com estrutura vermiforme. Ponto TF18_VII_1b.

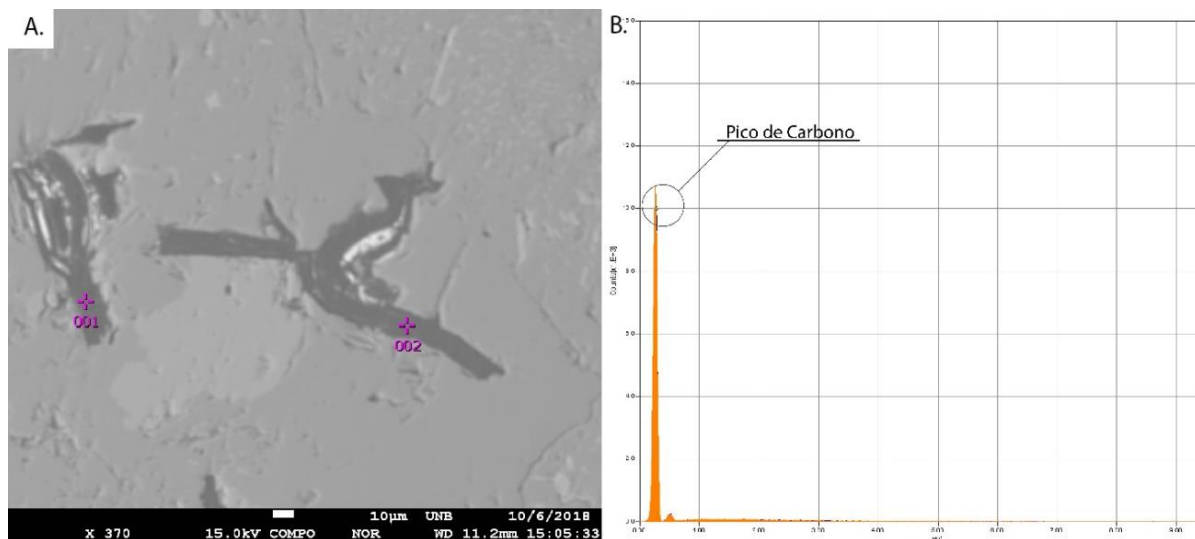


6.2.3 Ocorrências de Minerais e Rochas Industriais

Na subárea VII foram observadas somente ocorrências de minerais e rochas industriais, como grafita, mica, feldspato e minerais portadores de elementos terras raras, os quais não apresentam viabilidade econômica comprovada no atual contexto, e serão brevemente descritos a seguir.

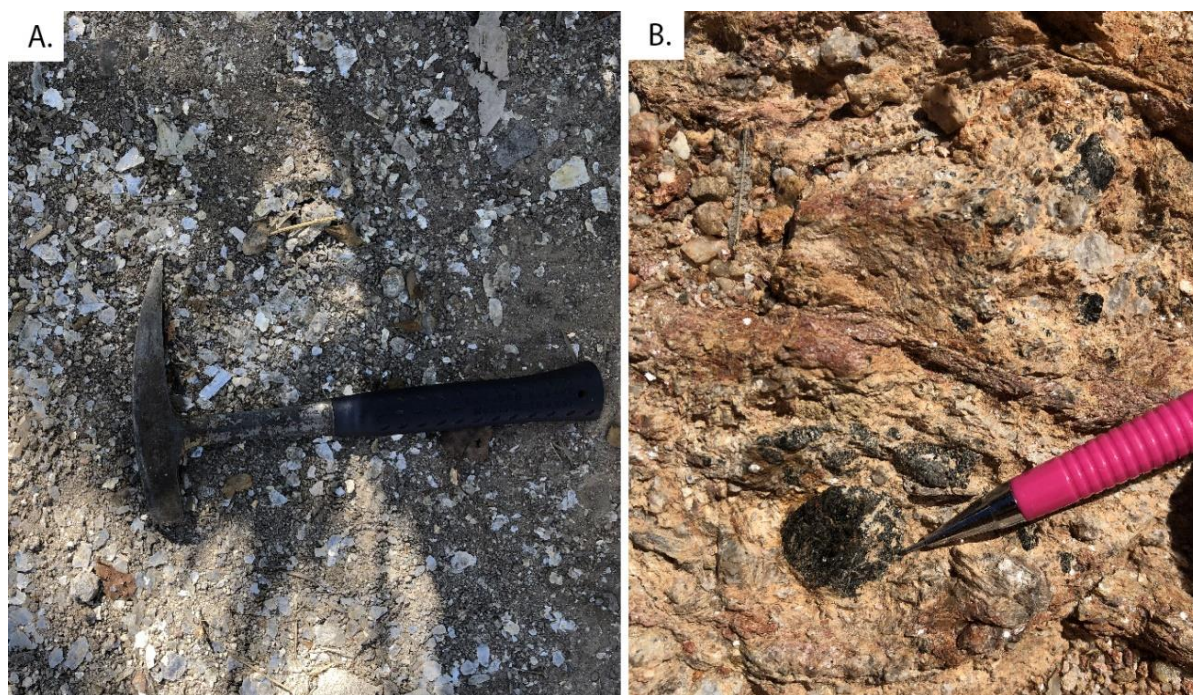
Na região ocorrem xistos grafitosos da Sequência Metassedimentar Formação Morro do Aquiles, tanto na porção noroeste, quanto na porção sudeste, os quais podem representar potencial de exploração, após análises quantitativas mais acuradas serem realizadas. Além destes xistos, foi constatada através de análise de microsonda nos paragneisses da mesma sequência citada, a presença de grafita (Figura 6.2.5), compondo cerca de 2% da rocha, no ponto TF18_VII_77A, extremo norte da subárea.

Figura 6.2.5: Resultados da análise EDS de microsonda para grafita. A – Imagem de elétrons retro-espalhados.. B – Espectro EDS, com o pico do carbono representado.



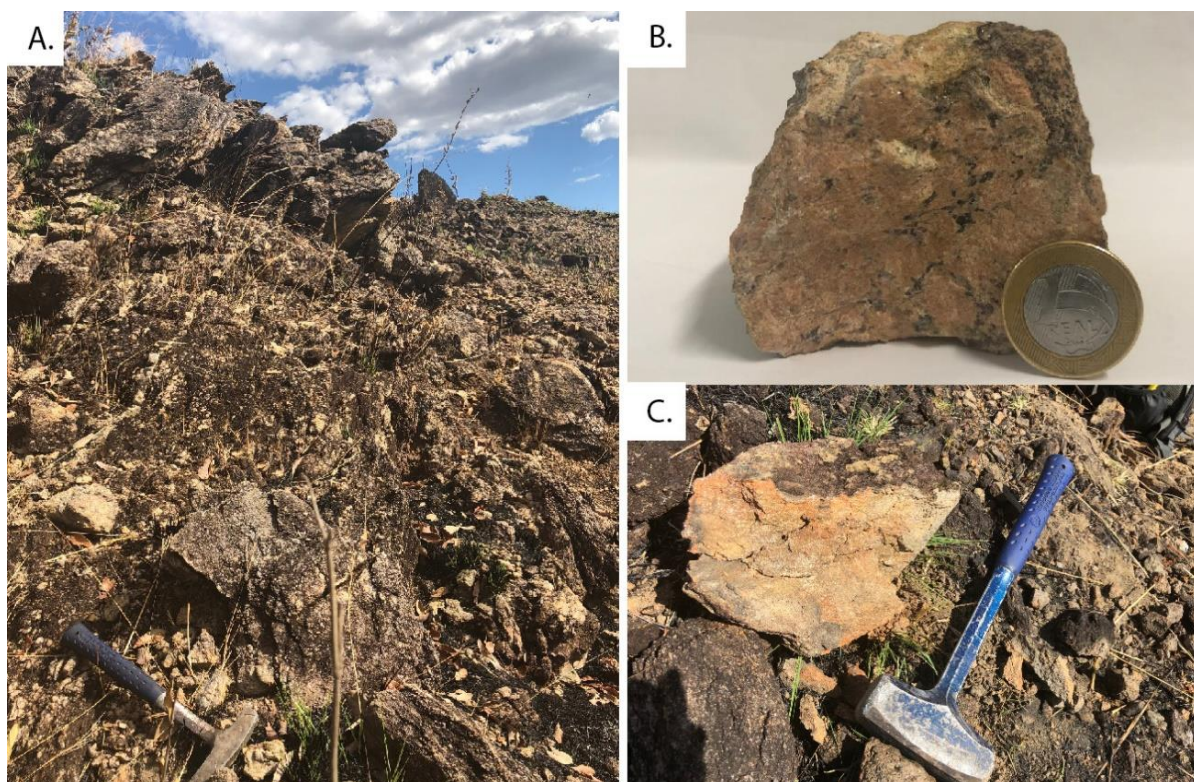
A mica foi considerada como ocorrência econômica na subárea VII em razão da elevada quantidade deste mineral nos litotipos da Formação Morro do Aquiles e nos veios hidrotermalizados (Figura 6.2.6).

Figura 6.2.6: Afloramentos com ocorrência de muscovita. A – Cristais centimétricos de muscovita dispersos na superfície, provavelmente oriundos de veio de quartzo hidrotermalizado. Ponto TF18_VII_100. B – Afloramento de Ms-Bt-Grt gnaiss com detalhe para lamelas centimétricas de muscovita e turmalina.



O feldspato se apresenta na subárea VII também como ocorrência, em veios pegmatíticos ricos neste mineral que interceptam as rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Morro do Aquiles (Figura 6.2.7A e C). Em afloramento, o veio é uma rocha de coloração rosa claro, com cristais centimétricos de feldspato potássico, os quais conferem a coloração da rocha, cristais médios a grossos de quartzo e lamelas centimétricas de muscovita, com presença de biotita de granulação média em menor quantidade (Figura 6.2.7B). Os aspectos descritos desta rocha sugerem que a mesma seja produto de hidrotermalismo, processo de remobilização de fluidos essencial na formação destes depósitos minerais.

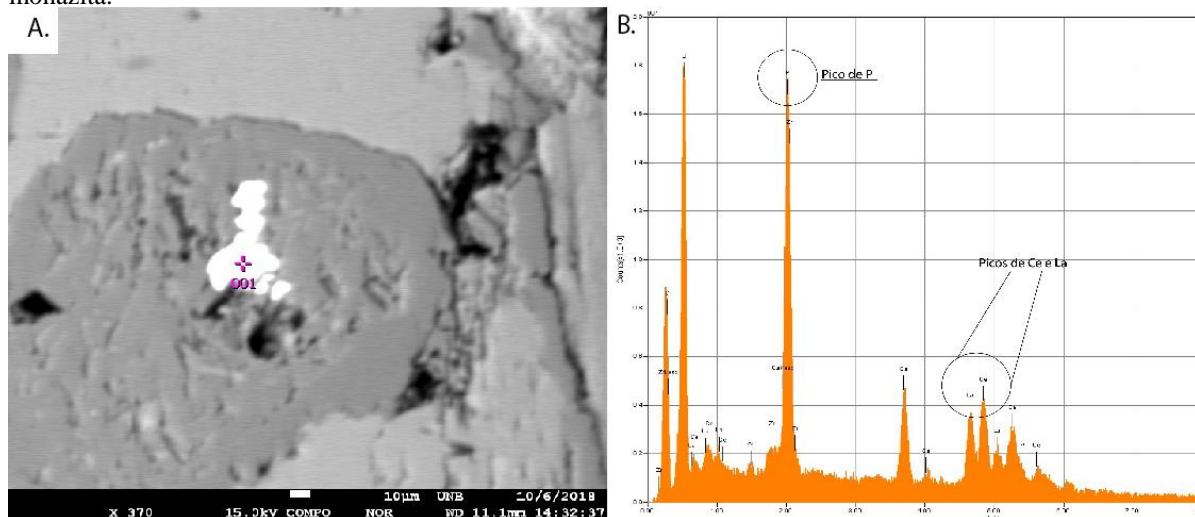
Figura 6.2.7: Contexto do veio pegmatítico rico em feldspato. Amostra TF18_VII_55. A – Afloramento de litotipo muito intemperizado da Formação Morro do Aquiles. B – Amostra macroscópica do veio pegmatítico. C – Rocha hospedeira do veio, extremamente intemperizada.



Na subárea VII foi identificada através de análise em microsonda, a presença de monazita nos paragneisses da Formação Morro do Aquiles (Figura 6.2.8). Segundo relatório do Departamento Nacional de Pesquisa Mineral de 2014 (DNPM, 2014) a monazita é uma das principais fontes de elementos terras raras no Brasil, junto a minerais do grupo da bastnaesita $(\text{Ce}, \text{La})\text{CO}_3\text{F}$, argilas iônicas portadoras de terras raras e ao xenotímio (YPO_4) , logo este mineral se caracteriza como uma ocorrência econômica na região, e com mais estudos pode

ser verificado seu potencial de exploração. Dentre os principais elementos terras raras produzidos a partir da exploração da monazita estão o cério e o lantânio (DNPM, 2014).

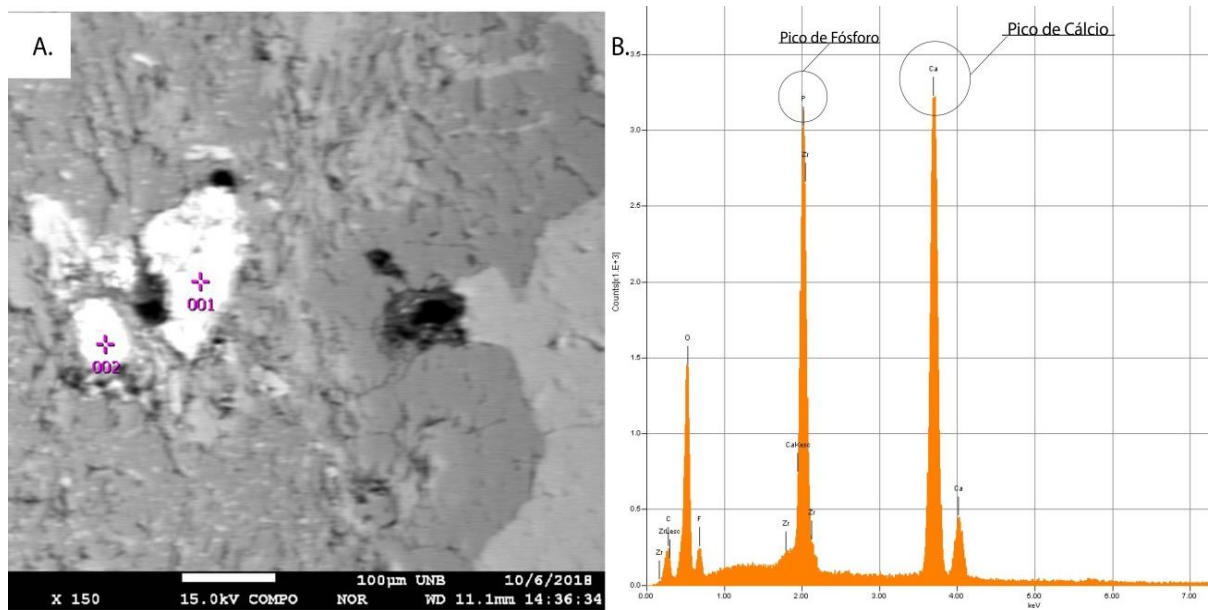
Figura 6.2.8: Resultados da análise EDS de microsonda para monazita. Amostra TF18_VII_85. A – Imagem de elétrons retro-espalhados. B – Espectro EDS com os picos de fósforo (P), cério e lantânio (Ce, La) da monazita.



6.2.4 Fertilizantes – Fosfato

Na subárea VII, além da monazita, há ocorrência também de apatita, ambos os minerais são fontes primárias de fosfato. Caracterizam-se na região apenas como ocorrências, porém, se sugere que sejam realizados estudos e, havendo comprovação de abundância e viabilidade para extração das mesmas, seriam potenciais econômicos, muito utilizados na indústria de fertilizantes. A apatita foi identificada através de análise em microsonda, nas amostras 66b (TF18_VII_66b) e 146 (TF18_VII_146) de corpos graníticos, localizados no extremo norte e extremo sul da subárea, respectivamente (Figura 6.2.9). .

Figura 6.2.9: Resultados da análise EDS de microsonda para apatita. Amostra TF18_VII_66b. A – Imagem de elétrons retro-espalhados. B – Espectro EDS, com os picos de fósforo (P) e cálcio (Ca) na apatita.



7 Evolução Geotectônica

7.1 Estágios

O quadro tectônico do Projeto Monte do Carmo consiste na justaposição de distintas unidades litoestratigráficas cuja gênese está relacionada a diversos processos e eventos geológicos de diferentes idades, como magmatismo, metamorfismo e orogêneses.

Dentre estes eventos, dois ciclos orogênicos têm elevada relevância para a evolução tectônica da região: Ciclo Riachiano (2.3-1.9 Ga) e Ciclo Brasileiro (810 – 490 Ma) (Brito Neves *et. al.*, 2014). E o grande gradiente metamórfico na área do projeto ocorre em função desses dois eventos orogênicos espacialmente justapostos.

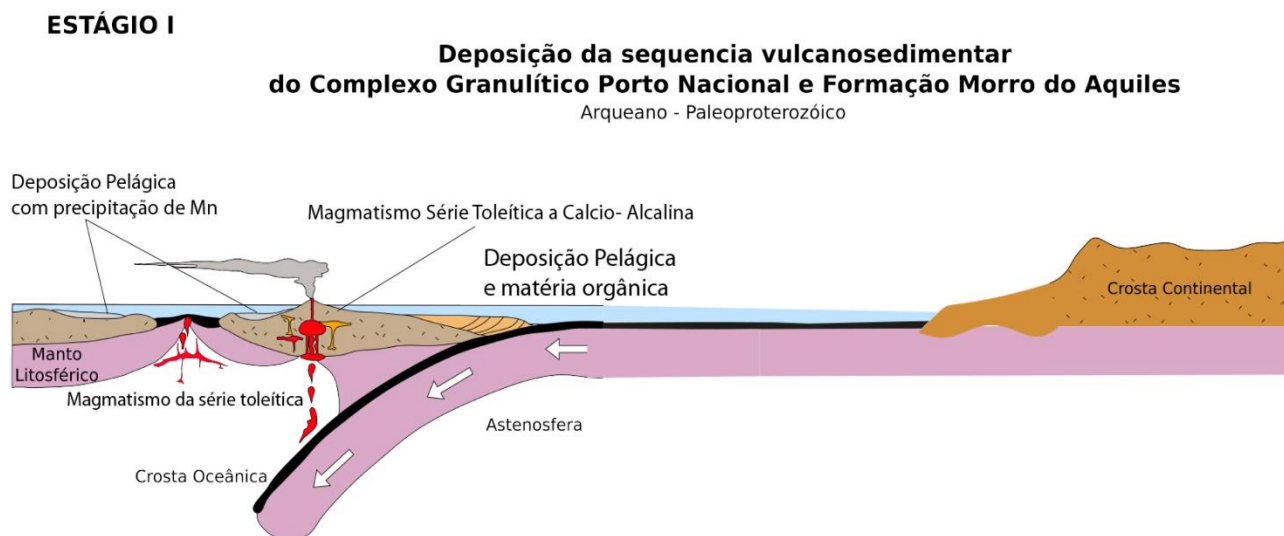
O elevado gradiente metamórfico na área do projeto ocorre em função de dois eventos orogênicos espacialmente justapostos. O Ciclo Riachiano envolve os estágios I e II e é responsável pelo metamorfismo em fácies anfibolito a granulito das rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. O Ciclo Brasileiro envolve o estágio IV e é responsável pelo metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito das demais unidades geológicas de idade proterozoica.

Estágio I – Deposição do Complexo Porto Nacional e Fm. Morro do Aquiles – 2.20 a 2.12 Ga

Na Era Paleoproterozoica, mais especificamente entre 2.20 e 2.12 Ga (Gorayeb *et. al.*, 2000), houve a deposição das sequências vulcanossedimentares que atualmente são nomeadas de Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. A deposição ocorreu em ambiente de arco de ilha (Figura 7.1.1), visto que os protólitos da unidade ortoderivada do Complexo Porto Nacional compõem uma série magmática contínua de basaltos a dacitos (Gorayeb, 1996).

A deposição das rochas paraderivadas ocorreu em bacias orogênicas associadas ao arco. O aporte sedimentar da bacia possivelmente consistiu de terrenos TTGs paleoproterozoicos e do vulcanismo concomitante a deposição na bacia, com idade máxima de deposição variando entre 2050 e 2150 Ma (Gorayeb, 1996 e Riberio e Alves, 2017). A Presença de Mn e Ba nas rochas do Complexo Porto Nacional sugere bacia de plataforma rasa oxínica, que propicia a condição necessária para a deposição do Mn, o qual pode ser originado a partir de fumarolas associadas ao vulcanismo ou proveniente dos paleocontinentes.

Figura 7.1.1: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I.

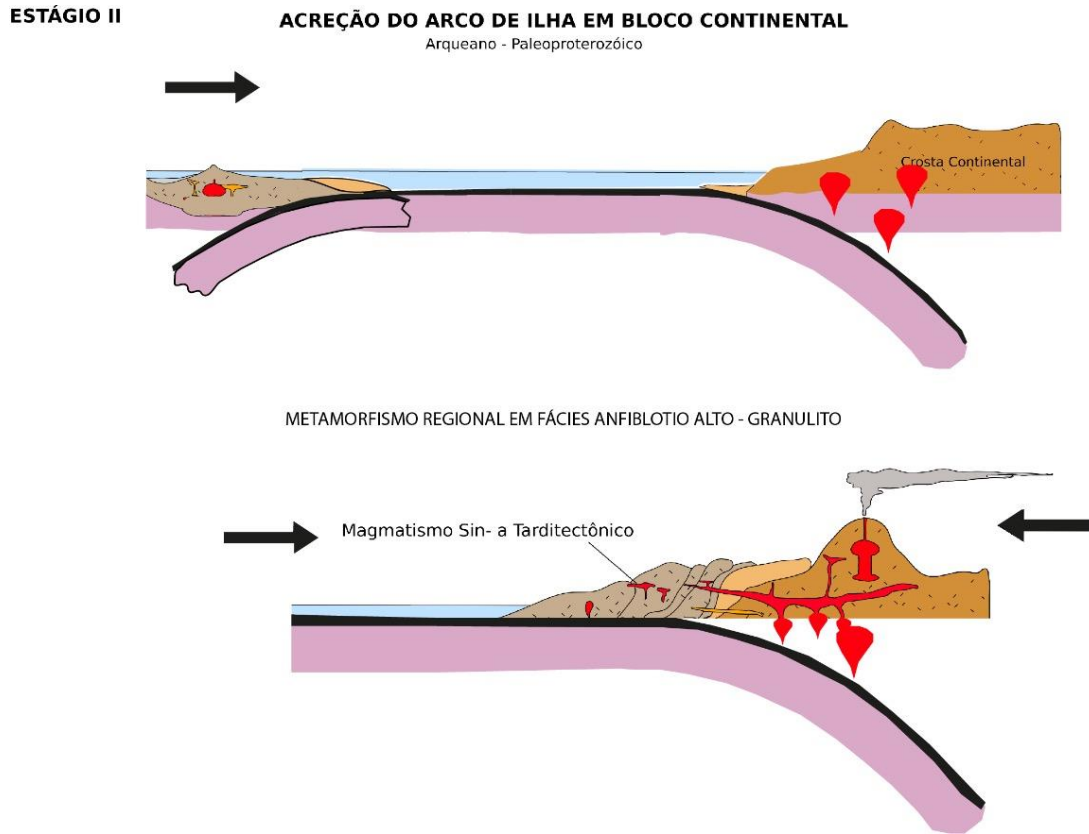


Estágio II - Orogênese Riacciana - 2.10 a 2.05 Ga

A manutenção do campo de tensões compressivas do estágio I resultou na gênese de um orógeno acrecionário envolvendo a colisão do arco de ilha com um paleocontinente (Figura 7.1.2). A colisão resultou no metamorfismo em fácies anfibolito a granulito do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles em 2.1 Ga (Gorayeb *et. al.*, 2000). Os granitos Torre, Manduca e Santana, sintectônicos tardio-orogênicos, foram gerados durante a colisão; o caráter peraluminoso, a fácies metamórfica anfibolito e a deformação imposta evidenciam o ambiente tectônico e a cronologia da formação destes corpos.

Após a colisão iniciou-se o desenvolvimento de um arco continental. O magmatismo tipo I tardi-orogênico resultou na gênese das Suítes Santa Rosa e Ipueiras, entre 2.08 e 2.05 Ga (Fuck *et. al.*, 2002; Chaves *et. al.*, 2008; Saboia *et. al.*, 2009), que não foram afetadas pela deformação da orogênese riacciana. Atribui-se a influência de dois pulsos magmáticos em um mesmo evento tectono-térmico para a geração de tais suítes.

Figura 7.1.2: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II.



Estágio III – Deposição da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada

Neste Projeto, ao longo das áreas situadas a leste do Rio Tocantins foi mapeada a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. No mapa geológico da Folha Porto Nacional, realizado pela CPRM, estas rochas foram mapeadas como membros da Formação Monte do Carmo (Neoproterozoica). Enquanto os autores Costa (1984), Gorayeb (1996), Chaves *et al.*, (2008) e Saboia (2009) compartimentaram a sequência como Grupo Natividade (Paleo-Mesoproterozoico).

De acordo com Gorayeb (1996), o Grupo Natividade apresenta intercalações de rochas carbonáticas na base da sequência e ausência de rochas vulcânicas. Além disso, em trabalhos como o de Marques (2009), existem correlações dessa unidade com as fases pós-rifte da Bacia Araí, havendo magmatismo bimodal associado. Na área do Projeto, para a Sequência indiferenciada foram observadas rochas metavulcanoclásticas, além de serem ausentes rochas carbonáticas. Portanto, tais características limitam a definição desta unidade como pertencente ao Grupo Natividade.

Neste trabalho, a Formação Monte do Carmo está restrita ao sudeste da área do Projeto, cuja caracterização é corroborada pelas descrições de Gorayeb (1996) e Saboia (2009). Conforme tais autores, nela não ocorrem quartzitos e seus conglomerados são polimíticos. Na área do projeto o recobrimento desta é marcado principalmente por quartzitos puros a feldspáticos micáceos, além de que os conglomerados polimíticos diferem estruturalmente dos descritos para a Formação Monte do Carmo.

Há interpretações de que esta sequência seja mais antiga que o granito do Carmo, Maia (2016). No entanto, nas áreas IX e XII o contato entre o Granito e os quartzitos da Sequência Indiferenciada sobrejacente, é do tipo discordante erosivo, o que impossibilita a interpretação de que estes sedimentos sejam a rocha encaixante do granito.

Assim sendo, optou-se por mapear esta unidade como Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada, por não se adequar às unidades propostas pela literatura. E sugere-se que esta poderia estar relacionada com um rifte abortado já ao final do ciclo riaciano.

Por falta de dados mais consistentes, não foi possível a determinação da posição estratigráfica desta unidade. Sugere-se maior aprofundamento nos seus estudos na região.

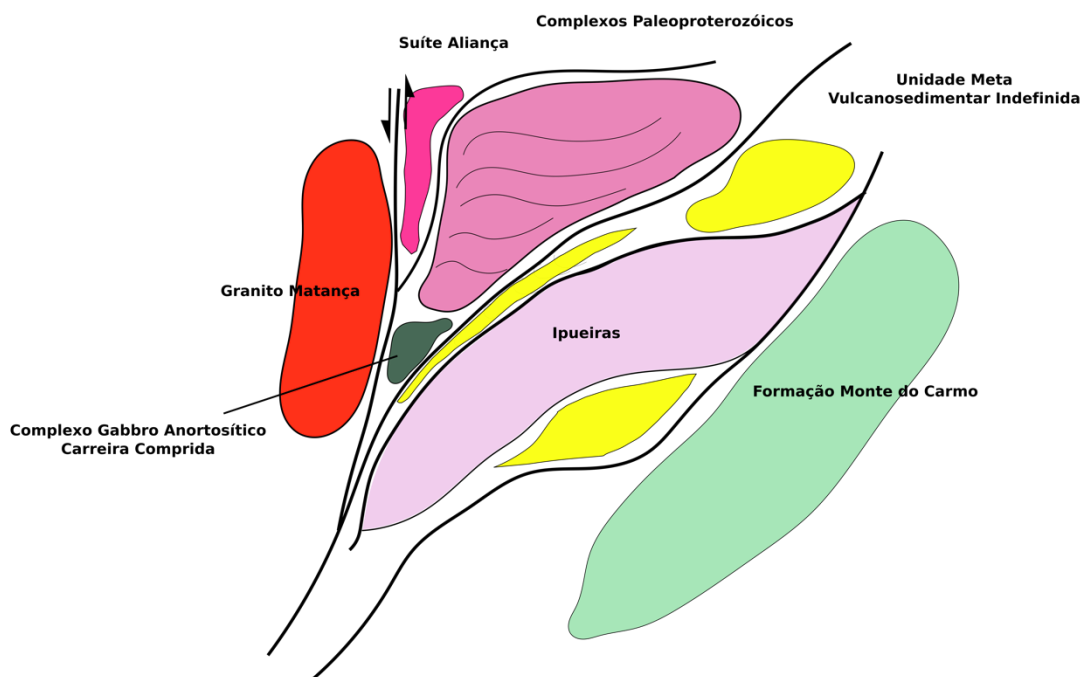
Estágio IV – Ciclo Brasileiro – 810 a 490 Ma

O Estágio IV está relacionado ao Ciclo Brasileiro, que é dividido em dois eventos principais. O primeiro (900-800 Ma) está relacionado a formação de arco de ilha oceânica. O segundo (630 – 600 Ma) está associada a um possível arco continental.

Este ciclo foi responsável pelas feições de retrometamorfismo nas rochas paleoproterozoicas, relacionado com a exumação destas para níveis crustais mais rasos, e pelo metamorfismo em fácies xisto verde das rochas neoproterozoicas discutidas a seguir. Durante o final deste ciclo, se desenvolveram grandes falhas transcorrentes, que regionalmente são dextrais, mas na área total do projeto apresentam cinemática sinistral. Expressões dextrais locais também são observadas, como na área XIV, por exemplo. Tais transcorrências estão alinhadas na direção NE-SW conforme o sentido do Lineamento Transbrasiliano.

As grandes falhas de rejeito direcional relacionadas ao LTB justapõem tectonicamente todas as unidades reportadas neste projeto, desde complexos paleoproterozoicos de alto grau a formações neoproterozoicas anquimetamórficas. A deformação é heterogênea, com corpos graníticos paleo e neoproterozoicos se comportando como blocos rígidos ante a deformação imposta.

Figura 7.1.3: Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do contexto do Projeto Monte do Carmo.



A oeste do Rio Tocantins ocorre maior diversificação dos terrenos associados às suítes vulcânicas de diferentes idades. Nele estão inseridas as suítes de idade paleoproterozoica já discutidas no estágio II desta evolução além de suítes de idade neoproterozoica que incluem a Suíte Monte do Carmo e também intrusões máficas-ultramáficas (Lima, 2008).

O ambiente da suíte Monte do Carmo foi discutido por Saboia e considera a formação destas rochas num ambiente de arco continental, com ocorrência da série calci-alcalina, que faz com que também esteja inserida no neoproterozoico. Além disso, foi individualizada na área XIX uma nova ocorrência destes corpos que indica influência do LTB.

Estágio V – Unidades Neoproterozoicas a Cambrianas

As unidades neoproterozoicas no contexto do Projeto Monte do Carmo compreendem a Formação Monte do Carmo e as intrusões máficas-ultramáficas (MUM) descritas por Lima (2008).

A **Formação Monte do Carmo** é uma sequência vulcanossedimentar bastante controversa na literatura, com Costa *et al.* (1984) e Gorayeb *et al.* (2000) a colocaram como

paleoproterozoica ou mesoproterozoica; enquanto Saboia *et al.* (2009) atribuíram à esta Formação idade brasileira.

O mapeamento e as descrições petrográficas do Projeto Monte do Carmo mostraram-se muito compatíveis com aos litotipos descritos por Saboia *et al.* (2009) em vários aspectos, principalmente em função da presença predominante de conglomerados polimíticos e arcóseos em sua Unidade Sedimentar, a qual foi atribuída uma origem molássica por Bezerra *et al.* (1981) e Schobbenhaus *et al.* (1984). Porém, em outros aspectos, mostram diferenças, principalmente relacionadas a presença de uma série vulcânica completa, com evidências de riolitos, dacitos, traquidacitos, andesitos e basaltos, e não de um vulcanismo bimodal, como descrito por Saboia *et al.* (2009).

Ainda assim, a partir dos dados de campo e da literatura, pode-se inferir um ambiente tectônico continental com vulcanismo associado à um rifteamento pós-tectônico ao final do ciclo Brasileiro. A sucessão sedimentar em granocrescência ascendente com conglomerados polimíticos no topo e a falta de estruturas sedimentares sugerem um ambiente fluvial associado a leques aluviais para a deposição dos sedimentos da Formação Monte do Carmo, com vulcanismo correlato e intercalado com a sedimentação.

Em relação às **intrusões MUM**, além das descritas por Lima (2008), foi individualizada na área XIV uma ocorrência de um outro corpo (Intrusão Máfica-Ultramáfica Marimbondo) com características muito semelhantes, mas muito recristalizado devido à grande influência de percolação de fluidos em uma zona de cisalhamento (ZC Areais).

De acordo com a literatura citada neste tópico, tanto a Formação Monte do Carmo quando as Intrusões Máficas-Ultramáficas compreendem rochas mais novas que 600 Ma, porém sem idades de cristalização ou deposição prontamente definidas para todas as unidades.

Estágio VI – Bacia do Parnaíba

Posterior aos estágios descritos, já num momento de estabilização da plataforma sul-americana, a subsidência da bacia remete aos eventos sin- e pós-tectônicos do Ciclo Brasileiro, responsável pela formação de grábens que se distribuem por toda a bacia, com eixos orientados de nordeste a norte (Almeida & Carneiro, 2004).

A porção da Bacia do Parnaíba englobada pelo Projeto Monte do Carmo corresponde ao registro sedimentar do intervalo Siluriano-Devoniano e a interpretação genética dos processos responsáveis por sua deposição é discutida a seguir.

A Formação Jaicós (Grupo Serra Grande) compõe a porção basal da Bacia do Parnaíba na região do Projeto Monte do Carmo e a partir das associações de fácies descritas foram identificados dois ambientes deposicionais distintos para a Formação Jaicós: (I) leques aluviais e (II) fluvial entrelaçado; ambientes que caracterizam um sistema continental. A análise da sucessão vertical dessa unidade revela um caráter episódico para a deposição das diferentes fácies, com variações no nível do aporte sedimentar, marcado pela intercalação entre níveis conglomeráticos, areníticos e pelíticos.

Em contato gradacional com a Formação Jaicós, encontra-se a Formação Itaim (Grupo Canindé). Esta unidade litoestratigráfica é caracterizada como a zona transicional entre as formações Jaicós e Pimenteiras. Devido as exposições sub-verticais na Bacia do Parnaíba e sua pouco expressiva espessura (aproximadamente 40 m), diversos autores (Vaz *et al.*, 2007; Ribeiro & Alves; 2017) optam por incluir esta unidade, cartograficamente, na base da Formação Pimenteiras.

A associação de fácies para a Formação Itaim revela um ambiente de *shoreface* médio/inferior caracterizado pela ação de fluxos oscilatórios que imprimem estruturas do tipo *swaley* e *hummocky cross stratification*. Características de um sistema plataformar marinho raso dominado por ondas de tempestade.

Como mencionado anteriormente, a Formação Pimenteiras (Grupo Canindé) marca a primeira grande incursão marinha na Bacia do Parnaíba. As rochas desta unidade definem um relevo na forma de frentes escarpadas contínuas e aplainadas, o que dificulta o estudo em detalhe das fácies desta unidade na região. Desta forma, não se pode relacionar com precisão a relação estratigráfica destas fácies, apenas que elas ocorrem intercaladas ao longo da área.

A formação apresenta como principal característica a presença de sedimentos ricos em ferro, denominados de *Ironstones*. A origem e a forma de transporte deste ferro que se manifesta através das fases minerais goethita e hematita que cimentam as fácies desta unidade ainda é controversa. De forma geral, existem duas hipóteses sobre a origem do ferro na Bacia do Parnaíba:

1. Grande concentração de ferro através de processos de lateritização e condições favoráveis para remobilização de Fe até a bacia.

2. Crostas ferruginosas geradas devido a clima temperado e condições podzolizantes. Fragmentos destas crostas teriam sido transportados junto a sedimentos de rios. Porém, para que isso acontecesse, haveria de ocorrer a mudança brusca de um clima frio para tropical húmido (Amaro *et al.*, 2012).

Em ambas, o transporte de Fe seria favorecido por complexos húmicos e flúvicos. Podendo assim, supor a presença de ecossistemas lagunares redutores (Krachler *et al.*, 2010). Amaro (2012) sugere que na formação dos *Ironstones* houve tanto contribuição detrítica como química, significando que, além da precipitação marinha, foram aportados para a bacia produtos de erosão continental. Ao chegar ao oceano, o Fe em solução teria sido oxidado e precipitado, formando lâminas ferruginosas que substituiu ou se misturou com o material pelítico do substrato.

Estágio VII – Diques Máficos

Já relacionados à abertura do Oceano Atlântico no período Jurássico/Triássico e Cretáceo, Oliveira (2017) descreve A Formação Mosquito (FM) e Formação Sardinha (FS) como ocorrências basálticas expressas na área do Projeto Monte do Carmo com diques NW/SE, E/W, e mais restritamente NE/SW.

8 Discussões e Conclusões

8.1 Contexto Regional

O mapeamento realizado na escala 1:50.000 no âmbito do Projeto Monte do Carmo (PMC) engloba terrenos de alto grau metamórfico e granito-gnáissicos paleoproterozoicos representados pelo Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Suíte Plutônica Ipueiras, Suíte Vulcânica Santa Rosa e Plutônicas Sin- a Tardi-tectônicas. As sequências metavulcanossedimentares da Formação Monte do Carmo, intrusões máfico-ultramáficas acamadadas e granitogênese da Suíte Lajeado e Suíte Aliança representam o neoproterozoico. Recobrando essas unidades ocorrem os sedimentos da Bacia do Parnaíba e os depósitos lateríticos e aluvionares recentes.

De forma geral, algumas mudanças cartográficas foram realizadas no mapa do Projeto Monte do Carmo em relação à literatura existente da região e, principalmente, ao recente mapa da CPRM (2017). A alteração mais perceptível foi a representação das coberturas detríticas e lateríticas no mapa do PMC, cartografadas devido a sua expressiva ocorrência na região.

As unidades do embasamento paleoproterozoico na região do Projeto Monte do Carmo são representadas por sequências metavulcanossedimentares submetidas a diferentes condições metamórficas. Gorayeb (1996) agrupa os litotipos do embasamento em duas unidades litoestratigráficas: Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. Já Ribeiro e Alves (2017) agrupam todas as rochas antes divididas em uma única unidade, denominada Complexo Granulítico Porto Nacional. O projeto Monte do Carmo adota a subdivisão proposta pelo primeiro autor, caracterizando tanto o Complexo Porto Nacional, quanto a Formação Morro do Aquiles.

Pelo código internacional de estratigrafia (ICS), formação é o único termo formal da litoestratigrafia que é baseado unicamente na litologia (Cap. 5 do ICS). Desta forma, uma formação é constituída por um conjunto de rochas que compartilham os mesmos litotipos. Dentro da unidade Morro do Aquiles são encontrados tipos petrográficos que variam desde xistos, gnaisses de origem orto e paraderivada, anfibolitos, até gonditos e grafita xistos. Consequentemente, o termo complexo se aplica melhor à unidade Morro do Aquiles, tendo em vista a união de litologias distintas e a complexa relação litoestrutural entre elas.

A individualização de corpos graníticos sin- a tardi-tectônicos intrusivos na Formação Morro do Aquiles também é sugerida, uma vez que ainda não haviam recebido destaque na literatura. Tais corpos já haviam sido mencionados por Gorayeb (1996) e Sachett (1996), mas não foram mapeados nesta escala de detalhe. Os maciços graníticos peraluminosos teriam sido gerados a partir da fusão parcial da crosta, durante o evento colisional que metamorfozou a Formação Morro do Aquiles e o Complexo Porto Nacional, a orogênese riaciana. A anatexia é evidenciada pela localização destes corpos apenas no interior da FMA e pelo caráter peraluminoso dos mesmos (fusão de rochas sedimentares), o que evidencia que provavelmente são produto de fusão parcial da crosta. Uma vez que os corpos são muito similares entre si composicionalmente, propõe-se neste projeto que eles sejam reunidos em uma única suíte denominada Manduca, homônima ao córrego onde afloram suas melhores exposições.

Na subárea VII o maciço granítico Manduca apresenta complicada relação de contato com o xisto. Foi observada em campo a ocorrência de um morro de xisto atribuído a FMA totalmente contornado por granito. Esta relação pode ser explicada por falhas ou por colapso do xisto no momento da intrusão do granito, como uma estrutura do tipo teto pendente. A segunda hipótese também é embasada pela ocorrência de andaluzita xisto como produto de metamorfismo de contato na subárea XII. Contudo, não foram encontrados xenólitos da FMA nos granitos para confirmar esta segunda proposição.

Outra mudança cartográfica significativa foi a extensão da Suíte Santa Rosa para a áreas mais ao sul do projeto, que anteriormente era apenas demarcada nas redondezas da cidade de Monte do Carmo, correlacionada ao granito Monte do Carmo. Essas rochas vulcânicas foram mapeadas também na porção sul do projeto, relacionadas ao granito Areias da Suíte Ipueiras. Entretanto, ainda continua em aberto a relação das rochas vulcânicas da Suíte Santa Rosa com as rochas plutônicas da Suíte Ipueiras. Diversos autores na literatura (Barradas *et al.*, 1992; Sachett *et al.*, 1996; Saboia, 2009) discutiram a possibilidade de pertencerem a um mesmo evento de geração de rochas ígneas. A nova datação feita por Sabóia (2009) em rochas vulcânicas da Suíte Santa Rosa reforçou essa ideia, obtendo idades de aproximadamente 2,1 Ga próximas a granitogênese da Suíte Ipueiras.

Ainda permanece conflitante a interpretação acerca da descrição litológica e nomenclatura estratigráfica dos metassedimentos e metavulcânicas associadas que constituem as serras de direção NE-SW a sudeste de Porto Nacional (Serra Manuel do Carmo) e a sul de

Monte do Carmo. Nesse trabalho, não foi possível a individualização da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, que outrora fora cartografada como Formação Monte do Carmo (Frasca, 2010; Ribeiro & Silva, 2017, CPRM, 2017) e Grupo Natividade (Costa *et al.*, 1982; Gorayeb, 1996; Saboia, 2009).

Por não apresentar características suficientes para atribuir estas rochas a nenhuma das unidades descritas na literatura, foi decidido não diferenciá-las no presente projeto. Dessa forma, a unidade foi cartografada no centro-sudeste da área do projeto, enquanto que a Formação Monte do Carmo ficou restrita apenas ao extremo sudeste da área e o Grupo Natividade não apresentou continuidade na região. Os motivos que dificultaram o enquadramento estratigráfico dessa unidade e motivaram a sua não individualização foram:

- Os quartzitos do Grupo Natividade são predominantemente arcoseanos e micáceos, enquanto que aqueles da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada (UMI) são predominantemente puros;
- O Grupo Natividade possui rochas carbonáticas na base, já na área do projeto não foram encontradas rochas dessa natureza;
- A Formação Monte do Carmo possui predominantemente conglomerados polímiticos, enquanto que na UMI, os conglomerados mapeados são monomíticos e raramente oligomíticos;
- A sucessão sedimentar da Formação Monte do Carmo é composta essencialmente de siltitos e arenitos arcoseanos, já a UMI é composta predominantemente por quartzitos, com intercalações de metassiltitos e filitos.

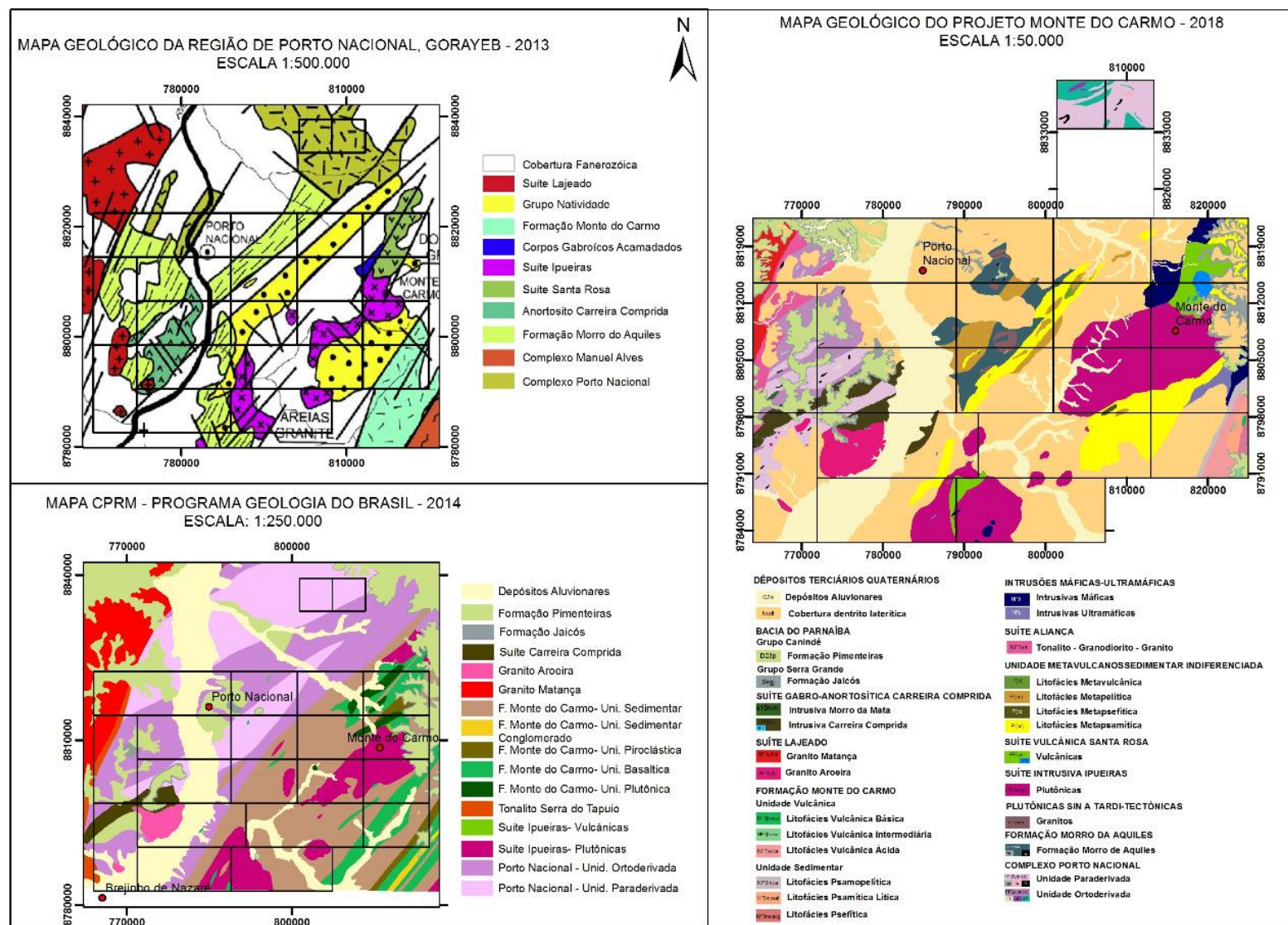
Outra mudança em relação ao mapa feito pela CPRM (2017) foi o mapeamento de intrusões máficas-ultramáficas do grupo II, descritas por Lima (2009). Anteriormente, somente as intrusões do grupo I haviam sido representadas pela CPRM na região. Também foi proposto um novo corpo máfico-ultramáfico, denominado de Intrusão Marimbondo, localizado a leste na área do projeto.

8.2 Subárea VII

Na subárea VII a justaposição de rochas de diferentes graus metamórficos orientadas no trend regional NE-SW é explicada por contato tectônico no presente projeto. Contudo, as relações de campo e os dados obtidos não foram conclusivos para determinar qual tipo de falha teria colocado os filitos da UMI lado a lado aos xistos e gnaisses da FMA. O contato por falha de empurrão é descartada por conta do moderado ângulo de mergulho encontrado nessas unidades. Os blocos podem ser, portanto, alóctones ou movimentados por falhas normais que afetaram a borda da Bacia do Parnaíba. Além disso, o contato entre a UMI e a FMA é deslocado entre a porção sul e norte da área, onde foi inferida uma falha alinhada ao córrego São João. O movimento pode ser de caráter transcorrente ou normal, sendo a primeira opção mais provável no contexto do projeto, em que são descritas falhas transcorrentes E-W nas demais subáreas.

Portanto, o mapa geológico da subárea VII assemelha-se mais àquele produzido por Gorayeb *et al.*, 2013 do que à Folha de Porto Nacional, que cartografou o Complexo Porto Nacional e a Formação Monte do Carmo na subárea VII. Isso se deve primeiramente ao fato de que a FMA não foi mapeada na região pela companhia, talvez em virtude da escala de trabalho. Uma vez que as rochas encontradas nesse local indicam fácies de pico metamórfico anfibolito alto, foi adotada a nomenclatura existente na literatura anteriormente definida por Costa (1982), que definiu a área tipo da FMA na referida subárea e Gorayeb (1996).

Figura 8.2.1: Comparação entre os mapas produzidos por Gorayeb (1996), CPRM (2017) e Projeto Monte do Carmo (2018).



Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. 1977. **Províncias Estruturais Brasileiras**. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. Campina Grande: SBG. P.363-391.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. 2004. **Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.;
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. **Brazilian Structural Provinces: An Introduction**. Earth Sci. Rev., n.17, p.1-29, 1981.
- ALVARENGA C.J.S., MOURA C.A.V., GORAYEB P.S.S., ABREU F.A.M. 2000. **Paraguay and Araguaia Belts**. In: Cordani et al., Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-194. Dardenne, m.a. The Brasília Fold Belt.
- ARCANJO, S.H.S. 2002. **Evolução Geológica das seqüências do Embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.
- ARCANJO, S.H.S. & MOURA C.A.V. 2000. **Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO)**. Revista Brasileira de Geociências, 30(4):665-670.
- ARCANJO, S. H. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. **Evolução Geológica das Sequências do Embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (To), Brasil**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.43, n.3, p.501-514, 2013.
- ARCANJO, João Batista Alves. **Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações**. 2011.
- ALVARENGA C.J.S., MOURA C.A.V., GORAYEB P.S.S., ABREU F.A.M. 2000. **Paraguay and Araguaia Belts**. In: Cordani et al. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-194. Dardenne, m. a. The Brasília fold belt.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. A.; GOMES, F. A., HELMBOLD, R. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966.
- BARRADAS, J. A. S. 1993. **Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (região de Porto Nacional-Monte do**

Carmo). Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85p.

BEZERRA, Pedro Edson Leal et al. **Associação plutono-vulcânica de Ipueiras.** SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, v. 1, p. 363-375, 1981.

BIZZI, L. A. et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil.** Brasília: CPRM, p.227-334. ISBN 8523007903, 2003.

BRAGA L. M. V., DARDENNE, M. A., JUNQUEIRA-BROD, T. C., SABOIA, A. M., PAULINO, F., PEREIRA, G. S. P., OLIVEIRA, A. A. 2008. **Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO.** In: IV Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.

CHAVES C. L., GORAYEB, P.S.S., MOURA, C.A.V., 2007. **Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins.** Revista Brasileira de Geociências 38, 366-378

CHAVES, César Lisboa; DE SOUSA GORAYEB, Paulo Sergio; MOURA, Candido Augusto Veloso. **Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins.** Revista Brasileira de Geociências, v. 38, n. 2, p. 366-378, 2008.

CORDANI U.G., PIMENTEL M.M., ARAÚJO C.E.G, BASEI M.A.S, FUCK R.A., GIRARDI V.A.V. 2013a. **Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central Brazil.** American Journal of Sciences, 313:517-539.

CORDEIRO P. F. O., OLIVEIRA C. G. O. 2017. **The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2-2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil.** Precambrian Research, 298: 403-420.

CORREIA C.T., GIRARDI V.A.V., TASSINARI, C.C.G.; JOST H. 1997. **Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution.** Revista Brasileira de Geociências, p. 163-168, 1997.

COSTA, JBS. **Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás, Belém, 210p.** 1985. Tese de Doutorado. Tese de Doutorado, CG-UFPA.

COSTA, J. B. S. 1984. **Geologia da Região de Porto Nacional, GO.** Revista Brasileira De Geociências, São Paulo: SBG, V.14, N.1, P.3-11, Il.

COSTA, J.B.S. et al. **Projeto Paraíso do Norte.** Belém: MEC/UFPA/CVRD, p. 125, 1983

COSTA, J. B. S. 1982. **Projeto Porto Nacional: Relatório Final**. UFBA. Belém. p.104.

COSTA J.B.S., LEMOS R.L., MARTINS J.P.A., BELTRÃO L.F., GÓES A.M., HASUI Y. **Geologia da região de Porto Nacional**. Rev. Bras. Geoc., 14:3-11, 1984.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. **Aspecto do lineamento transbrasiliano na região de Porto Nacional-Natividade, GO**. CONGR. BRAS. GEOL, v. 35, p. 2208-2216, 1988.

COSTA, L.A.M.; PORTELA, A.C.P.; NILSON, A.A.; VALE, C.R.O.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L. dos; Meneghesso, G.; Inda, H.A.V.; Sterna, L.H.; Marchetto, M.; Baptista, M.B.; Fratin, O.; Mossmann, R.; Oliveira, T.F. de; Silva, W.G. da - 1976 - **Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco**. PROSPEC/DNPM, Rel. Final.

COX, K. G., BELL, J. D., & PANKHURST, R. J., 1979. **The Interpretation of Igneous Rocks**. London: Allen & Unwin

CUNHA, B.C., POTIGUAR, L.A.T., IANHEZ, A.C., BEZERRA, P.E.L., PITTHAN, J.M.L., SOUZA Jr., J.J., MONTALVÃO, R.M.G., SOUZA, A.M.S., HILDRED, T.R., TASSINARI, C.C.C., 1981. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22-Tocantins**. Geologia 1, 21-196.

DA COSTA, Luis Alfredo Moutinho; ANGEIRAS, Antonio Gomes. **Geosynclinal evolution of the Epi-Baykalian Platform of central Brazil**. Geologische Rundschau, v. 60, n. 3, p. 1024-1050, 1971.

DANTAS, E. L., ARAÚJO FILHO, J. O., OLIVEIRA C. G., CHIARINI M. F. N., FUCK R. A., de Sordi D. A. 2007. **Geologia da Folha Porangatu SD.22-X-D-I**. Nota Explicativa. Brasília, CPRM/UnB, 98 p., 1 mapa.

DARDENNE, M.A. 1978. **Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 30. Anais ... Recife, p.299-308, 1978.

DE LA ROCHE, H., LETERRIER, P., GRANDCLAUDE, P., & MARCHAL, M., 1980. **A classification of volcanic and plutonic rocks using the R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature**. Chem. Geol. 29, 183-210

DELLA FÁVERA J. C. 1990. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba: um ensaio holístico**. Tese de Doutorado, Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.

FERREIRA, Francisco José Fonseca; NETO, Luiz Fornazzari. **Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na Folha Botuverá, SC**. Revista Brasileira de Geociências, v. 33, n. suppl. 2, p. 197-208, 2016.

FIGUEIREDO, A.M. & RAJA-GABAGLIA, G.P. **Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileira.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 16(4): 350-369, 1986.

FRASCA, Antônio Augusto Soares (org.) et al. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi: SC.22- Z-D, estado de Tocantins.** Goiânia: CPRM, 2010. 180 p. il. color. Escala 1:250.000. Cartografia da Amazônia. Levantamentos Geológicos Básicos. Programa de Geologia do Brasil - PGB. Projeto Sudeste do Tocantins. ISBN 9788574990873.

FUCK, R.A. **A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins.** In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Atas, p. 184-187, 1994

FUCK, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Botelho, N. F., Junges, S. L., Hollanda, M. H. B. M., ... & Armstrong, R. (2002). **Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb.** SBG, Congr. Bras. Geol, 41, 308.

GÓES, A.M. de O. & Feijó, F.J. 1994. **Bacia do Parnaíba.** Boletim de Geociências da Petrobrás, 8:57-67.

GORAYEB, P.S.S. **Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO.** Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, p. 262, 1996.

GORAYEB, P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., & DA SILVA LOBO, L. R. **Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust.** Journal of South American Earth Sciences, 45, p. 278-292. 2013.

GORAYEB P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., LOBO, L, R, S., 2013. **Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust.** Journal of South American Earth Sciences 45, p. 278-292.

GORAYEB, P.S.S., COSTA, J.B.S., LEMOS, R.L., GAMA Jr. T., BEMERGUY, R.L., HASUI, Y., 1988. **O Pré-Cambriano da Região de Natividade, GO.** Rev. Bras. Geoc., 18: 391-397.

GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V. **Aspectos geológicos e geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional-TO.** Simp. Geol. Amaz, v. 7, 2001.

GORAYEB P. S. S., MOURA, C. A. V., BARROS, G. R., 2000. **Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil.** Revista Brasileira de Geociências, 30, p.215-224.

HARALYI, N.L.E., HASUI, Y. - 1985. **Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brasil.** In: HINZE, W.J. ed. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Society of Exploration Geophysics, Tulsa, EUA, p. 124-131.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. **Província Tocantins - Setor setentrional.** In: Almeida, Fernando Flávio Marques de; Hasui, Yociteru (Coord.). O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher Ltda p.187- 204, 1984.

HASUI Y., COSTA J.B.S., GORAYEB P.S.S., LEMOS R.L., GAMA JR. T., BEMERGUY, R.L. **Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás.** In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, RJ, Anais, p. 2220-2230, 1984.

HASUI, Y. et al. **Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico.** In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. 1980. p. 2.659-2.667.

HASUI, Y.; MIOTO, J. A. **A zona sismogênica de Porangatu (GO).** CONGR. BRÁS. GEOL, v. 35, p. 2173-2186, 1988.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA) 2003. **Guideline for radioelements mapping using gamma ray spectrometry data.** IAEA TECDOC1363.

IRVINE, T. N., & BARAGAR, W. R. A., 1971 **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.** Can. J. Earth Sci. 8, 523-48.

ISLES, D. J., RANKIN, L. R. (2013). **Geological Interpretation of Aeromagnetic Data.** Perth: Australian Society of Exploration Geophysicists

JAIQUES, A. L. et al. **High-resolution geophysics in modern geological mapping.** AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 17, n. 2, p. 159-173, 1997.

JOST H., Chemale Jr. F., Fuck R. A., Dussin I. A. 2013. **Uvã complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 47, p. 201-212.

KAMINSKY, F. V.; SABLUKOV, S. M.; SABLUKOVA, L. I.; ZAKHARCHENKO, O. D. 2009. **The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 28: 288-303.

LIMA, H.A.F., FERREIRA FILHO, C.F., PIMENTEL, M.M., DANTAS, E.L., ARAÚJO, S.M., 2008. **Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil.** Journal of South American Earth Science 26, 300e317.

LUZ, Adão Benvindo da; LINS, Fernando Antonio Freitas. **Introdução ao tratamento de minérios.**

MAIA, Jéssica Gomes de Almeida. **Caracterização da mineralização aurífera no Granito do Carmo, Depósito Serra Alta, município de Monte do Carmo (TO).** 2016.

MARINI, O.J., FUCK, R.A., DANNI, J.C., DARDENNE, M.A., LOGUERCIO, S.O., RAMALHO, R. **As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai- Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás.** In: Schobbenhaus, C., Diógenes, A.C., Derge, G.R., Asmos, M.G. (Coord.) 1984. Geologia do Brasil. Brasília. DNPM. p. 251-303, 1984b.

MARQUES, G.C. 2009. **Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins.** Brasília, 122p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências - Universidade de Brasília. MOORE, B. 1963. Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro, Petrobrás-DEPEX, Relatório nº 1854.

MOORE, B. 1963. **Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro.** Petrobrás-DEPEX, Relatório nº 1854.

MOURA, C. A. V.; SOUZA, S. H. P. **Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas.** In: SBG, Congresso Brasileiro De Geologia, 39., Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1996. v.6, p.31-34, 1996.

OLIVEIRA, Sebastiao de Souza et al. **PORTO NACIONAL: De Porto Real a Espaço Periférico de Palmas (TO).** 2009.

PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A. 1992. **Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil.** Geology, 20:375-379

PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., GIOIA, S. M. C. L. **Novos dados Sm-Nd e o limite leste do Arco Magmático no Sudoeste de Goiás.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. Anais SBG, p.39. 1998.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. **The neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data.** Revista Brasileira de Geociências, n.30, p.35-39, 2000.

PIMENTEL M.M., HEAMAN L., FUCK R.A., MARINI O.J. 1991. **U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil.** Precambrian Research, 52:321-335.

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. **O embasamento da Faixa Brasília e o arco Magmático de Goiás.** In: Mantesso-Neto, V. et al. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques.* São Paulo: Beca, p.355-370. 2004.

PINHEIRO, B.L.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S. 2011. **Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd.** *Revista Brasileira de Geociências* 41, 304-318.

PRAXEDES, Igor Fernandes. **Lineamento transbrasiliiano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília.** 2015. xviii, 104 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências) Universidade de Brasília, Brasília, 2015.

QUARESMA, E. C.; KOTSCHOUBEY, B. **Granito Arueira, região de Porto Nacional. TO: testemunho de granitogênese brasileira:** In: 7th Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém-PA, Resumos Expandidos, CD-ROM, 2001.

RAMOS, J.R. de A. & BARBOSA, R.A. - 1967. **Geologia e petrografia da região de Porto Nacional e Miracema do Norte, Rio Tocantins.** In: SIMP. SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1, Belém, 1967. Atas... Belém, CNPq, p. 387-401.

RIBEIRO, P. S. E., ALVES, C. L. **Geologia e recursos minerais da região de Palmas** - Folhas Miracema do Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A, escala 1:250.000. 484p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 2017.

SABOIA, A.M. **O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do grupo Natividade, estado de Tocantins.** *Dissertação (Mestrado em Geociências)* – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 71, 2009.

SACHETT C.R. **Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas, Região de Monte do Carmo-TO.** *Dissertação de Mestrado*, Universidade Federal do Pará, p. 92, 1996.

SACHETT C. R., LAFON, J. M., KOTSCHOUBEY, B. 1996. **Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, Salvador, p. 264-267.

SANDWELL, David T. et al. **Accuracy and resolution of ALOS interferometry: Vector deformation maps of the Father's Day intrusion at Kilauea.** *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 46, n. 11, p. 3524-3534, 2008.

SCHOBENHAUS Filho, C., 1975. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Tocantins (SC.22)**. DNPM, Brasília, p. 56.

SHIMADA, Masanobu; MURAKI, Yasushi; OTSUKA, Yuichi. **Discovery of anomalous stripes over the Amazon by the PALSAR onboard ALOS satellite**. In: Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2008. IGARSS 2008. IEEE International. IEEE, 2008. p. II-387-II-390.

SOARES, J. E. P. **"Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central."** (2005).

STRIEDER, A.J., GOTTARDO, E., CUNHA, F.S.S., BINOTTO, R.B., MESQUITA, M.J.M. 1994. **O Significado Tectônico dos Lineamentos Transbrasilianos no Processo Colisional Neoproterozóico da Província Estrutural do Tocantins**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Resumo. Balneário Camboriú, SC, Brasil. v. 1. p. 267-269.

VAZ, P. T. et al. **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263, 2007.

VELOSO, Fernanda de Mesquita Lobo. **Estudo da alteração hidrotermal e mineralização aurífera associada no alvo VE-3, Porto Nacional-TO**. 2005. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Anexos